

555.3
Ж 95

**КУРС
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ**



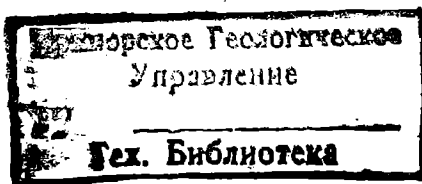
В. Ф. ДЫБКОВ, А. Е. КАРЯКИН,
В. Д. НИКИТИН, П. М. ТАТАРИНОВ

553.8
К 93

КУРС МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Под редакцией
П. М. ТАТАРИНОВА

*Допущено Министерством
высшего и среднего специального образования СССР
в качестве учебного пособия для студентов
геологоразведочных специальностей
высших учебных заведений*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1969

15397

КУРС МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ. Диблов В. Ф., Карякин А. Е., Никитин В. Д., Татаринцов П. М., 1969 г., стр. 472.

В книге «Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых» рассмотрено весьма разнообразное минеральное сырье, которое в зависимости от своего состава и характера использования в различных отраслях народного хозяйства разделяется авторами на три основные группы.

1. Месторождения индустриального минерального сырья: алмаз; графит; слюда; керамическое сырье; волластонит; корунд, наждак и высокоглиноземное сырье (андалузит, кианит, силлиманит, дюмортьерит); асбест; тальк и тальковый камень; магнезит; пьезокварц и оптический кварц; плавиковый шпат; барит и виверит; исландский шпат; агат.

2. Месторождения химического сырья: фосфаты; сера; бор; минеральные пигменты.

3. Месторождения минеральных строительных материалов и сырье для их производства: глины и каолины; карбонатные породы; песок и гравий; песчаники и кварциты; диатомиты, трепелы, опоки; гипс и ангидрит; изверженные и метаморфические горные породы как строительные материалы.

Описание всех видов минерального сырья произведено, как правило, по единому плану: общие сведения; применение в промышленности; генетические типы промышленных месторождений; географическое расположение месторождений; описание месторождений; литература.

Книга предназначена в качестве учебного пособия для геологических специальностей горных, геологоразведочных и политехнических институтов. Книга может служить пособием для самостоятельных занятий студентов дневных, вечерних и заочных факультетов, а также геологам-практикам и техникам, повышающим свою квалификацию.

Таблиц 28, иллюстраций 96, библиография 367 названий.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В программах для студентов геологоразведочной специальности всех геологоразведочных вузов и факультетов, а также университетов СССР имеется курс «Промышленные месторождения неметаллических полезных ископаемых». Однако после выхода в свет в 1934 и 1935 гг. под редакцией П. М. Татаринова учебного пособия «Курс нерудных месторождений» в двух книгах (часть I — «Месторождения минерального сырья», 1934 г. и часть II — «Месторождения минеральных строительных материалов», 1935 г.), а затем в 1942 г. учебного пособия Б. Я. Меренкова и М. В. Муратова «Неметаллические полезные ископаемые» учебных пособий по этому курсу не издавалось. Названные же учебные пособия давно стали библиографической редкостью, не говоря уже о том, что их содержание в значительной мере устарело.

Выпущенное в свет третьим изданием в 1964 г. учебное пособие «Курс месторождений полезных ископаемых» (редакторы А. Г. Бетехтин и П. М. Татаринов), третья часть которого посвящена месторождениям неметаллических полезных ископаемых, предназначено для студентов геологоразведочных техникумов и негеологических специальностей горных вузов, вследствие чего оно мало пригодно для студентов геологоразведочной специальности.

Данная книга должна явиться учебным пособием для студентов этой специальности. Опубликованная в 1965 г. издательством «Мир» в переводе с английского «Геология неметаллических полезных ископаемых» Р. Л. Бейтса при всех ее достоинствах может служить

для советских студентов только справочником, но не учебным пособием, так как она содержит описание только американских месторождений неметаллического сырья.

Авторы этой книги ставили себе задачей дать сводку современных знаний о генезисе, геологии и экономике месторождений главнейших объектов неметаллического минерального сырья, причем эта сводка должна быть достаточно краткой, имея в виду ее учебные цели. Выполнение этой нелегкой задачи привело, вероятно, к ряду недостатков в ее содержании.

Авторы обращаются к читателям, а в особенности к преподавателям, которые будут пользоваться этим учебным пособием, с просьбой сообщить все замеченные ими недочеты по адресу: Ленинград, Васильевский остров, 21 линия, д. 2, Горный институт, кафедра геологии месторождений полезных ископаемых.

ВВЕДЕНИЕ

Издавна в учении о месторождениях полезных ископаемых укоренилось разделение твердых полезных ископаемых на рудные (металлические), нерудные (неметаллические) и горючие. Это разделение вошло во все учебные пособия по месторождениям полезных ископаемых как отечественные, так и зарубежные.

Конечно, такое разделение является в значительной мере условным, и эта условность все ярче проявляется по мере развития науки и техники, по мере расширения использования минерального сырья, приводящих к уменьшению резкости линий, разделяющих эти группы минерального сырья. Действительно, некоторые рудные полезные ископаемые, такие как хромиты, бокситы, магнезиты, широко используются не только в качестве руд для извлечения металлов хрома, алюминия и магния, но и в качестве типичного неметаллического сырья: огнеупорного (хромит, магнезит), абразивного (боксит) и т. д.

Горючие ископаемые, главным образом используемые как химическое сырье, иногда находят применение в качестве поделочных материалов (гагат и некоторые липтобиолиты). В течение последних десятилетий некоторые металлы (Li, B, U, Th) нашли применение в качестве важных источников энергии.

Не удивительно поэтому стремление ряда ученых классифицировать полезные ископаемые на совершенно иной принципиальной основе (Н. М. Федоровский, 1935 г.), либо по иным минералогическим признакам (И. Ф. Романович, 1956 г.; Н. П. Ермаков, 1961 г.). Однако Н. П. Ермаков, предлагая свою классификацию, резонно приводит цитату из труда Р. Лиса: «Прошлое науки завещало нам названия, определения и классификации, которые не подходят в точности к нынешним понятиям, основанным на более полных сведениях; тем не менее, они столь твердо установлены в литературе, что представляется затруднительным избежать их употребления». Эти слова Лиса уместно помнить еще и потому, что предлагаемые названными учеными новые классификации так же уязвимы для критики, как и укоренившиеся старые.

В группу неметаллических, или нерудных, полезных ископаемых входят те, которые, как правило, не являются сырьем для извлечения металлов и не обладают горючестью. Неметаллические полезные ископаемые либо используются промышленностью для получения из них определенных минералов, либо употребляются целиком как горная порода.

Отсюда возникло предложенное П. М. Татариновым в 1934—1935 гг. разделение месторождений неметаллических полезных ископаемых на «месторождения минерального сырья» и «месторождения минеральных строительных материалов». В вышедшем недавно американском учебном пособии Р. Л. Бейтса (1960 г., русский перевод 1965 г.) неметаллические полезные ископаемые разделены на «промышленные минералы» и «промышленные породы», что, в сущности, повторяет предложение П. М. Татарина.

Конечно, в обоих подразделениях неметаллов (Р. Л. Бейтса и П. М. Татарина) имеется значительная доля условности; ее нельзя было избежать и при выделении самой группы неметаллических полезных ископаемых. Кстати, не так-то легко решить вопрос и о том, какой термин: «неметаллические» или «нерудные» ископаемые — более правилен.

В свое время один из лучших знатоков месторождений неметаллических полезных ископаемых А. Е. Ферсман отдавал предпочтение термину нерудные, считая его более широким (А. Е. Ферсман, 1929 г.). Такого же взгляда придерживался и П. М. Татарин (1934, 1935 гг.). Однако при выпуске в свет в 1936 г. первого тома широко известного многотомного издания «Неметаллические ископаемые СССР» главная редакция этого издания, в состав которой входили и А. Е. Ферсман, и П. М. Татарин, приняла термин «неметаллические» как более точно отражающий сущность предмета.

В предлагаемой вниманию читателей книге авторы приняли название: «Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых».

Группа неметаллических полезных ископаемых гораздо обширнее группы металлических и горючих ископаемых. В данном учебном пособии приводится описание только 45 неметаллических ископаемых, наиболее важных для промышленности.

Широкое применение неметаллических полезных ископаемых в промышленности отражается в стоимости и величине их ежегодной добычи. По данным Р. Л. Бейтса, с 1900 по 1950 г. «стоимость (в устойчивых долларах) металлических полезных ископаемых, добытых в США, возросла немногим больше, чем в два раза, в то же время стоимость неметаллов, использованных в строительстве, увеличилась более чем в пять раз, а некоторых неметаллов — даже в 11 раз». В 1957 г. валовая стоимость неметаллов, добытых в США, составляла 3,3 млрд. долларов, а стоимость металлов — только 2,1 млрд. долларов, причем стоимость добытых неметаллов

увеличивается значительно быстрее по сравнению с металлами (рис. 1).

В США годовая добыча (в *т*) строительного камня, песка и гравия не уступает ежегодной добыче угля вместе с рудами металлов.

Развитие техники, вызвавшее потребность в новых видах сырья, недостаток металла и необходимость его замены, широкое внедрение химических методов обработки сырья, резкое увеличение потребностей сельского хозяйства в минеральных удобрениях, интенсивный рост жилищного, промышленного и дорожного строительства — все эти причины выдвинули неметаллическое сырье на видное место в промышленной жизни как СССР, так и передовых капиталистических стран. Расчеты, произведенные В. П. Петровым (1960) для асбестовой и слюдяной промышленности, для производства цемента

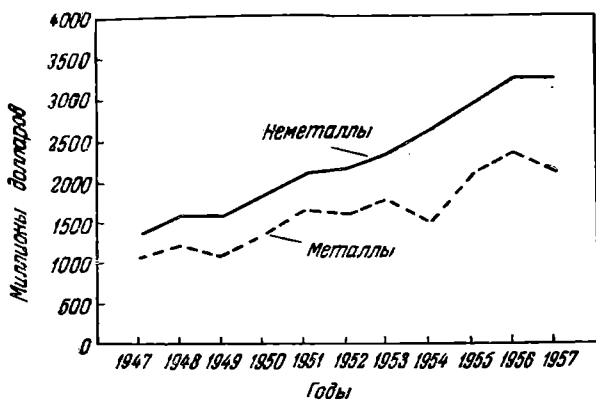


Рис. 1. Стоимость неметаллических и металлических полезных ископаемых, добытых в США в период с 1947 по 1957 гг. (в миллионах долларов)

и минеральных удобрений, каолина, щебня, песка и гравия для дорожного строительства, показывают, что темпы развития промышленности неметаллов в СССР в пятилетие 1965—1970 гг. должны быть выше, чем темпы развития рудной базы. Неметаллические полезные ископаемые, являясь во многих своих представителях широко распространенным минеральным сырьем, не минералами, а именно горными породами, слагающими местами значительные участки земной коры, удовлетворяют часто стремлению построить промышленность на самых обычных веществах — на тех химических элементах, которые наиболее распространены в земной коре. Как справедливо писал А. Е. Ферсман (1929 г.), «для нас несомненно, что промышленность и культура обречены в своем историческом развитии идти именно последним путем, и без колебания мы должны признать область нерудных ископаемых именно той, к которой

все больше и шире будут предъявлять свои требования промышленности и хозяйство будущего».

Одной из наиболее характерных черт неметаллических полезных ископаемых является то значение, которое имеет для исследователей этого сырья знание его технических и физико-химических свойств, так как эти свойства очень сильно влияют не только на технологию переработки, но и на качество конечных промышленных изделий. Тонкие особенности состава и свойств неметаллического полезного ископаемого могут играть главную роль в использовании его в том или ином производстве; они приводят к исключительной специализации этого сырья и к выработке очень точных и строгих марок, часто применяемых лишь для узких и строго определенных производств. А. Е. Ферсман (1929 г.) в качестве примера приводит установленные в одной только Германии 160 различных марок каолина и огнеупорных глин. В связи с этой спецификой неметаллического сырья подход к оценке его месторождения должен быть существенно иным, чем для рудных месторождений.

Практическая ценность рудного месторождения определяется в большинстве случаев запасами полезного ископаемого, достаточно высокими для данных экономических условий содержанием металлов в руде и возможностью (технологической) их извлечения из руды. При оценке месторождений неметаллических полезных ископаемых необходимо учитывать не только указанные факторы, но и сертификацию полезного ископаемого по его самым разнообразным физическим свойствам, иногда одновременно по нескольким.

Прекрасными примерами могут служить: асбест, совершенно различно расцениваемый и используемый промышленностью в зависимости от длины волокна, с одной стороны, и от его минеральной разновидности — с другой; слюда — от степени прозрачности и величины пластинок; тальк — от цвета и характера минеральных примесей и т. д. При оценке месторождений минеральных строительных материалов громадную роль играют транспортно-экономические условия.

Многие неметаллические полезные ископаемые применяются в самых различных областях промышленности: плавиковый шпат — в металлургической, химической, стекольной; сера — в химической, резиновой, бумажной, военной; тальк и тальковый камень — в огнеупорной, бумажной, изоляционной, мыловаренной, резиновой, строительной, фармацевтической — в качестве наполнителя и утяжелителя. В то же время неметаллическое сырье самого различного происхождения частично взаимозаменяемо. Например, барит, каолин, тальк, пиррофиллит могут частично заменять друг друга в качестве наполнителей; то же можно сказать о различном керамическом сырье, естественных строительных материалах и др.

Рассмотренные особенности неметаллических полезных ископаемых предусматривают особый подход к изучению их месторождений. Для геолога, занимающегося изучением месторождений неметаллических полезных ископаемых, недостаточно владеть геологиче-

скими методами исследования этих месторождений. Он должен в совершенстве знать технологию переработки, возможности использования и экономику сырья, конкретные особенности его состава и свойств.

Неметаллические полезные ископаемые в значительной мере условно и чисто практически могут быть разделены на три отдела. Первый из них, для которого наиболее трудно подобрать название, точно характеризующее его содержание, назван авторами «индустриальным сырьем». Сюда входят: алмаз, графит, слюды, полевошпат, нефелин, волластонит, корунд, наждак, андалузит, силлиманит, кианит, дюмортьерит, хризотил и амфибол-асбесты, тальк и тальковый камень, магнезит, пьезо- и оптический кварц, плавиковый шпат, барит, витерит, исландский шпат, агат. Второй отдел — химическое сырье — включает апатит, фосфориты, серу, соли натрия, калия и магния, бор, минеральные краски. Наконец, третий отдел — минеральные строительные материалы и сырье для их производства — содержит глины, каолины, карбонатные породы (известняки, доломиты, мергели), песок, гравий, песчаники, кварциты, диатомиты, трепелы, опоки, гипс, ангидрит, естественные строительные камни, кровельные материалы, кислотоупорные камни, активные минеральные добавки, породы для каменного литья, пемзу, породы для получения легких строительных материалов.

Такое разделение часто условно, так как плавиковый шпат, гипс и ангидрит, например, с успехом можно поместить в отдел химического сырья и т. п.

Месторождения неметаллов первых двух отделов предлагаемой классификации (индустриального и химического сырья) соответствуют «месторождениям минерального сырья» классификации П. М. Татарина 1934—1935 гг. или «месторождениям промышленных минералов» классификации Р. Л. Бейтса (1965 г.). Месторождения третьего отдела (минеральных строительных материалов и сырья для их производства) соответствуют «месторождениям минеральных строительных материалов» классификации П. М. Татарина (1935) и «месторождениям промышленных пород» классификации Р. Л. Бейтса.

Очевидно, более рационально и логично разделить неметаллы на три, а не на два отдела, как это в свое время предлагалось П. М. Татариновым и предлагается в современном учебнике Р. Л. Бейтса.

Действительно, отдел индустриального сырья включает те из неметаллов, которые встречаются в природе и используются промышленностью в виде минералов.

В отдел химического сырья попадают неметаллы, употребляемые промышленностью в виде минералов, но встречающиеся в природе преимущественно в виде достаточно широко распространенных горных пород (apatит, фосфориты, каменная и калийные соли). И, наконец, отдел минеральных строительных материалов и сырья для их производства содержит наиболее широко распространенные

? в природе неметаллы, представленные горными породами, которые как таковые и используются промышленностью.

В предлагаемой трехчленной классификации, вероятно, меньше условностей, чем в упомянутых двухчленных классификациях П. М. Татарина (1934 и 1935 гг.) и Р. Л. Бейтса (1965 г.). В данной книге описание месторождений неметаллических полезных ископаемых ведется по объектам, сгруппированным в три упомянутых отдела. Классификация объектов неметаллического сырья принята генетическая, изложенная в книге П. М. Татарина «Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых» (1963 г.).

А. Эндогенные месторождения

I. Собственно магматические

1. Раннемагматические.
2. Позднемагматические.
3. Ликвационные.

К классу собственно магматических месторождений (ранне- и позднемагматических) относятся некоторые месторождения алмаза, графита и апатита, а главным образом многочисленные и широко используемые промышленностью в качестве естественных строительных камней месторождения различных изверженных пород (гранит, базальт, диабаз, лабрадорит, вулканический туф, пемза, перлит и т. д.).

II. Пегматиты

К этому классу относятся месторождения полевых шпатов, нефелина, мусковита, кварца, письменного гранита, горного хрусталя (преимущественно морион), драгоценных, цветных и поделочных камней (изумруд, топаз, турмалин и др.), корунда и наждака, оптического флюорита.

III. Карбонатиты

В генетической и пространственной связи с карбонатитами встречаются некоторые месторождения апатита, флогопита и вермикулита.

IV. Постмагматические

1. Скарновые.
2. Гидротермальные:
 - а) глубинные (больших и умеренных глубин) — высоко-, средне- и низкотемпературные;

б) близповерхностные (малых глубин и поверхностные) — высоко-, средне- и низкотемпературные.

3. Эксгалиационные и вулканогенно-осадочные.

Скарповыми являются некоторые месторождения андалузита, корунда, графита, силикатов бора и боратов.

К классу гидротермальных глубинных относятся некоторые месторождения флогопита, апатита, хризотил-асбеста и амфибол-асбестов, талька и талькового камня, магнезита, горного хрусталя, плавикового шпата.

Гидротермальными близповерхностными являются месторождения плавикового шпата, барита, витерита, агата, алунита, исландского шпата, серы.

К классу эксгалиационных и вулканогенно-осадочных принадлежат весьма крупные месторождения серы и боратов.

Б. Экзогенные месторождения

I. Месторождения выветривания

1. Обломочные: элювиальные и делювиальные россыпи. Сюда относятся некоторые месторождения алмаза, графита, барита, корунда и андалузита.

2. Остаточные:

а) глины, каолины и латериты;

б) типа железной шляпы.

К классу остаточных относятся некоторые месторождения глин, каолина, фосфоритов, стекольных песков, боратов, талька, гипса, серы, алунита, вермикулита.

3. Инфильтрационные.

К ним относятся месторождения фосфоритов, барита, магнезита, боратов, исландского шпата, гипса, серы.

II. Осадочные месторождения

1. Механические осадки:

а) аллювиальные россыпи и конгломераты;

б) переотложенные осадки тонкодисперсных продуктов выветривания.

Механическими осадками являются многие месторождения гравия, глин, каолинов, песка и песчаника, алмаза, фосфоритов.

2. Химические осадки:

а) из истинных растворов;

б) из коллоидных;

в) биохимические.

К классу химических осадков относятся месторождения солей натрия, калия и магния, гипса, боратов, доломита, известняков, мергелей, фосфоритов, диатомита, трепела и опок, серы.

В. Метаморфогенные месторождения

I. Метаморфизованные

II. Метаморфические

В классе метаморфогенных месторождений находятся многие месторождения андалузита, силлиманита, кианита, мрамора, кварцита, талька и талькового камня, графита, корунда, наждака, кровельного сланца, гнейса.

Изложенная генетическая классификация тоже не лишена некоторых условностей, вызванных главным образом спорностью генезиса ряда месторождений неметаллов. Так, например, карбонатиты рассматриваются большинством исследователей в качестве постмагматических (гидротермальных) образований; однако многие ученые считают их собственно магматическими. Некоторые месторождения вермикулита и месторождения исландского шпата в карбонатных породах, а также месторождения магнезита (Эвбейские) в серпентизированных ультраосновных породах рассматриваются либо как гидротермальные, либо как месторождения выветривания.

На современном уровне развития науки о месторождениях полезных ископаемых подобное явление, по-видимому, неизбежно,

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИНДУСТРИАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Глава I

АЛМАЗ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Алмаз — драгоценный камень 1-го класса; по блеску, красоте и твердости он превосходит все остальные минералы и драгоценные камни. Алмаз состоит из чистого углерода, но часто содержит также небольшие количества различных химических элементов, из которых наиболее распространены алюминий, кремний, кальций, магний, железо и др. Содержание золы в алмазе колеблется от 0,01 до 5%.

Алмаз кристаллизуется в кубической сингонии и обычные его формы: октаэдр, ромбододекаэдр, тетраэдр, куб и некоторые другие. Грани кристаллов алмаза редко бывают плоскими и гладкими, чаще они выпуклые и покрыты фигурами роста или растворения в виде разнообразной формы выступов и углублений.

Величина алмаза указывается в каратах; вес 1 карата равен 200 мг. В природе встречаются отдельные кристаллы весом от сотых долей карата до нескольких тысяч каратов, однако крупные алмазы находят исключительно редко.

Алмаз обладает наибольшей твердостью из всех известных в природе веществ — по шкале Мооса твердость его равна 10. Однако абсолютная твердость алмаза почти в 1000 раз превышает твердость кварца и в 150 раз — корунда. Твердость алмаза неодинакова в различных кристаллографических направлениях (наибольшая — на гранях октаэдра, а наименьшая — на гранях куба). На этом свойстве алмаза основаны его огранка, распиловка и шлифовка. Алмаз обладает совершенной спайностью по октаэдру, что обуславливает его хрупкость и ограничивает применение в некоторых изделиях.

Удельный вес алмаза колеблется от 3,47 до 3,56 и зависит от структуры кристалла, а также от характера включений и их количества.

Показатель преломления алмаза довольно высокий — 2,42, полная дисперсия 0,057. Высокий показатель преломления и сильная дисперсия придают алмазу яркий блеск и игру цветов. Под действием естественного света, и, особенно, под катодными, ультрафиолетовыми и рентгеновскими лучами алмаз начинает светиться (люминесцировать) голубым, реже зеленым, желтоватым и беловато-серым цветом.

Алмазы бывают бесцветными и прозрачными, иногда они окрашены в различные оттенки зеленого, голубого, желтого, красного, коричневого, черного и других цветов. Окраска в отдельных кристаллах часто распределена неравномерно (пятнистая, зональная и др.). Природа окраски точно неизвестна, но предполагают, что она обусловлена примесями хрома, железа и титана, которые обнаруживаются в золе после сгорания алмаза.

Включения в алмазах разделяются на твердые, жидкие и газообразные. К твердым включениям относятся: графит, магнетит, оливин, пироп и др. Редко, но встречаются включения алмаза в алмазе, причем иногда наблюдается различие в окраске и ориентировке обоих кристаллов. Из жидких включений в алмазах обнаружены вода и уголекислота, находящиеся под большим давлением, что часто ведет к разрушению извлеченных из породы алмазов.

Алмаз не растворим ни в кислотах, ни в щелочах, а поэтому является весьма устойчивым минералом.

Алмаз хорошо проводит тепло и плохо электричество.

Из прочих свойств алмаза следует упомянуть способность его прилипать к некоторым жировым смесям; на этом основано извлечение его из концентратов обогащения, широко применяющееся в алмазной промышленности.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Различают два вида алмазного сырья: 1) алмазы ювелирные; 2) алмазы технические.

К ювелирным алмазам относятся кристаллы совершенной формы, окраски, исключительной прозрачности, без трещин, включений и т. д. Ограненные алмазы носят название бриллиантов; они являются одними из самых дорогостоящих украшений. Наиболее распространенные формы огранки — бриллиантовая, ступенчатая и другие. Назначение огранки — придать кристаллу наибольший блеск и игру цветов. При огранке крупных кристаллов теряется около 50% их первоначального веса; огранка такого кристалла предстает очень трудную и сложную операцию. Бриллианты расцениваются по весу, качеству, игре цветов и блеску, причем иногда стоимость их достигает громадных размеров. Из общей добычи алмазов на долю алмазов ювелирного качества приходится примерно 25%.

Алмазы технические разделяются на следующие сорта: а) борт — неправильные кристаллы, сростки, шарообразные и лучистые агрегаты, непригодные для ювелирных целей; б) балласы — борт шарообразной формы, с более твердой, чем ядро, оболочкой; в) карбонадо — тонкозернистые и пористые агрегаты алмазов черного, серого и зеленоватого цвета; г) конго — алмазная мелочь и наиболее низкосортные алмазы, пригодные лишь в качестве абразивного материала. Применение алмазов в технике возрастает из года в год. Технические алмазы применяются для бурения твердых горных пород (40—45%); в качестве алмазных инструментов (резцы, сверла, алмазные круги и т. д. — 30—35%); для изготовления алмазных фильеров для волочения особых сортов проволоки (7—10%); в качестве абразивного сырья (7—10%) и др.

Алмазные месторождения в капиталистических странах распределены очень неравномерно (табл. 1). Так, например, в Африке извлекается из недр земли 95—98% ежегодной мировой добычи алмазов, а на долю всех остальных стран приходится 2—5%.

Т а б л и ц а 1

Добыча алмазов в капиталистических странах

(в тыс. карат)

Континенты и страны	1940 г.	1945 г.	1951 г.	1953 г.	1956 г.	1959 г.	1963 г.	1964 г.	1965 г.
Африка	14 056	14 079	16 614	19 772	23 090	26 100	27 082	26 795	24 854
Южная Америка	367	310	306	319	433	388	246	262	278.
Индия, Австралия, Индонезия и др.	2	3	3	5	10	12	12	10	11
	14 425	14 392	16 923	20 096	23 533	26 500	27 340	27 067	25 143.

Цены на алмазы на мировом рынке чрезвычайно разнообразны и находятся в зависимости от величины камня, его прозрачности, наличия трещиноватости, характера окраски, а также от экономических и политических условий рынка в данный момент. Так, например, в период с 1920 по 1950 г. средняя цена алмаза за 1 карат изменялась в следующих пределах (в долларах): необработанный алмаз — от 30 до 90; граненый алмаз — от 40 до 150; технический алмаз — от 5 до 90. Однако с течением времени наблюдается явная тенденция к постепенному снижению цен на алмазы.

В связи с тем, что промышленные месторождения алмазов в природе встречаются очень редко, во многих странах уже давно стали вестись исследовательские работы по получению искусственных кристаллов алмаза. В Советском Союзе проблема получения искусст-

венных алмазов была успешно разрешена Институтом физики высоких давлений Академии наук СССР в творческом содружестве с Институтом синтетических сверхтвердых материалов Госплана Украинской ССР.

Размеры искусственных кристалликов алмаза невелики (порядка 1—2 мм в поперечнике), но стойкость абразивного инструмента, в котором они применяются, выше, чем при использовании природных алмазов.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Алмазы встречаются в месторождениях двух генетических типов: 1) собственно магматических (первичных); 2) россыпях (вторичных).

1. Собственно магматические месторождения алмазов пространственно и генетически тесно связаны с кимберлитами — своеобразными изверженными породами ультраосновного состава с повышенной щелочностью. В этих породах алмаз кристаллизовался наравне с другими минералами — оливином, пироксеном, гранатом-пиропом — из кимберлитовой магмы. Поэтому коренные месторождения алмазов большинство исследователей относит к раннемагматическому типу.

Промышленные коренные месторождения алмазов представлены кимберлитовыми трубками, которые на поверхности имеют несколько десятков или сотен метров в поперечнике, а с глубиной уменьшаются в размерах и обычно переходят в дайки.

Наиболее характерными спутниками алмаза в кимберлитовых трубках являются пироп (гранат лилово-красного цвета), хром-диопсид (изумрудно-зеленый пироксен) и пикроильменит (ильменит с повышенным содержанием магния). Эти минералы имеют большое значение при поисках коренных месторождений алмаза.

По минеральному составу обычно выделяются две основные разновидности кимберлита: 1) базальтоидный кимберлит, бедный слюдой, в составе которого главную роль играют вкрапленники оливина; 2) слюдяной (лампрофировый) кимберлит, богатый слюдой (флогопитом). Наиболее распространен в трубках базальтоидный кимберлит, который, как правило, и более обогащен алмазами; слюдяной кимберлит обычно встречается в дайках.

В кимберлитовых трубках содержится большое количество ксенолитов — включений обломков посторонних и родственных пород. Посторонние включения представлены обломками различных пород, прорванных кимберлитовыми трубками. Величина этих обломков весьма разнообразна — от мелких зерен до громадных глыб (несколько метров в поперечнике). Включения посторонних пород располагаются в кимберлитовых трубках или беспорядочно, или в виде крутопадающих линз, образующих так называемые столбы.

Родственные включения представлены главным образом обломками ультраосновных (дунитов и перидотитов), гранат-пироксеновых (эклогитов) и оливин-гранатовых пород (гриквайтов). Эти включения были, очевидно, вынесены кимберлитовой магмой с больших глубин; форма их округлая.

Наряду с посторонними и родственными включениями в трубках весьма обычны обломки самого кимберлита, сцементированные кимберлитом более позднего происхождения. Это указывает на то, что взрывы и заполнения трубок кимберлитовой магмой происходили неоднократно.

Кимберлитовые дайки имеют более однородный состав, чем кимберлитовые трубки, и дробление пород в них выражено не так резко; количество посторонних включений здесь также значительно меньше.

Вблизи поверхности кимберлит подвергается выветриванию и преобразуется в дресву и илоподобную массу, известную в Южной Африке под названием «желтой земли». Глубина зоны этого сильно выветрелого кимберлита достигает в южноафриканских трубках 20—30 м и более.

В кимберлитовых трубках Якутии «желтая земля» практически отсутствует, она заменена дресвой и мелкой щебенкой; мощность выветрелой зоны здесь обычно не превышает 3—5 м, а в некоторых трубках не достигает даже 1 м.

Ниже «желтой земли» располагается зона менее выветрелого кимберлита, так называемой «синей земли». В ней среди распавшейся на отдельные зерна массы встречаются куски сохранившегося кимберлита. Мощность зоны «синей земли» в южноафриканских трубках несколько десятков метров; в якутских трубках мощность этой зоны обычно не превышает нескольких метров.

Размеры кимберлитовых трубок разнообразны — от нескольких десятков до нескольких сотен метров в поперечнике. Наиболее известные кимберлитовые трубки Южной Африки имеют на поверхности следующие размеры (в м): Премьер 880×430 , Кимберлей 300×150 , Дебирс 330×240 , Дютойтспам 670×260 , Булфонтейн 350×340 .

Трубка Кимберлей разрабатывалась до глубины 1073 м, Дебирс — до глубины 700 м, Булфонтейн — до глубины 465 м.

Некоторые из африканских трубок (Премьер, Дебирс и др.) эксплуатируются и в настоящее время.

Мелкие трубки с глубиной быстро уменьшаются в размерах и переходят в кимберлитовые дайки. Практика показывает, что небольшие трубки беднее алмазами, чем крупные, а поэтому разрабатываются только более или менее крупные кимберлитовые трубки.

Содержание алмазов в различных кимберлитовых трубках колеблется в очень широких пределах — от долей миллиграмма до нескольких каратов в 1 т породы. Известны кимберлитовые трубки, которые совсем не содержат алмазов. Очень богатые кимберлитовые

трубки содержат 3—4 карата алмазов в 1 *т* породы (месторождение Дизеле в Конго со столицей Браззавиль). Содержание алмазов в верхних горизонтах наиболее богатых кимберлитовых трубок Южной Африки (Кимберлей, Дебирс, Премьер) достигает 1,3 и более карата в 1 *т* породы. Содержание алмазов в большинстве кимберлитовых трубок Южной Африки с глубиной значительно уменьшается — до 0,4—0,2 карата и менее в 1 *т* породы. Минимальным промышленным содержанием алмазов в кимберлитовых трубках Южной Африки считается 0,20—0,25 карата в 1 *т* породы.

Кимберлитовые трубки являются единственным типом коренных месторождений алмазов, имеющим промышленное значение. Кимберлитовые дайки в качестве самостоятельных месторождений, как правило, не разрабатываются.

Наиболее широко кимберлитовые трубки распространены в Южной Африке, где известно более 250 трубок, из них промышленно алмазоносных только 10%. Помимо Южной Африки кимберлитовые трубки известны в ряде других районов Африки (в Танзании, Южной Родезии, Конго со столицей Киншаса, Юго-Западной и Западной Африке), а также в Индии, Южной и Северной Америке.

Как известно, первая кимберлитовая трубка Зарница была открыта в Западной Якутии в 1954 г. Возраст трубок Южной Африки считается верхнемеловым — палеогеновым. Кимберлитовые трубки Якутии имеют различный возраст: допермский, верхнетриасовый и послесреднеюрский.

Наличие алмазов в ископаемых россыпях нижнепалеозойского и даже докембрийского возраста (Бразилия, Индия, Южная Африка, Западная Африка и др.) указывает на существование еще более древних коренных источников алмаза; однако до сих пор они геологами не обнаружены.

Коренные месторождения алмазов кимберлитового типа расположены на древних платформах (Сибирской, Африканской, Южно-Американской, Северо-Американской, Индийской). Кимберлитовые трубки размещаются в пределах этих платформ и часто обнаруживают линейное расположение, указывающее на связь их с зонами глубинных разломов.

Наиболее крупные разломы размещаются по окраинам Сибирской платформы и в местах сопряжения крупных структур первого порядка (Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы, Анабарской антеклизы и Приверхоанского и Лено-Анабарского прогибов).

Изучение кимберлитовых трубок показывает, что алмаз образуется в насыщенной газами магме ультраосновного состава в условиях очень высоких давлений (порядка 50 000 *атм*). Такие условия создаются в глубоких горизонтах земной коры в местах сопряжения крупных платформенных структур (антеклиз, синеклиз, прогибов).

По мнению многих ученых, подъем кимберлитовой магмы из магматического очага к поверхности земной коры происходил по вертикальным трещиноватым зонам в фундаменте платформы под давле-

нием скопившихся в магме газов. При переходе магмы в горизонтально залегающие осадочные породы верхних слоев земной коры, где вертикальные трещиноватые зоны отсутствовали, подъем ее временно приостанавливался, и она растекалась между слоями осадочных пород (или по границе фундамента с осадочными породами), образуя так называемые промежуточные магматические очаги. В связи с охлаждением и застыванием магмы на контакте с вмещающими породами давление газов внутри промежуточных очагов возрастало, что приводило к ряду последовательных взрывов газов. Они пробивали в толще вышележащих пород своеобразной формы жерла, получившие название трубок, или диатрем (Милашев, 1965). В этих трубках и застывала алмазоносная магма вместе с обломками вмещающих пород и пород, захваченных магмой при подъеме ее из магматического очага. Этой точки зрения на образование коренных месторождений алмаза придерживается большинство геологов.

Некоторые ученые, однако, отрицают роль взрывных явлений при образовании трубок и полагают, что трубки возникают в местах пересечения нескольких систем трещин различного направления. Расширение трещин с образованием каналов трубообразной формы произведено, по их мнению, самой магмой, поднимавшейся под большим давлением.

Необходимо отметить, что существует мнение о кристаллизации алмазов в постмагматическую стадию — пневматолитовую (В. Н. Лодочкиков, 1936 г.) и даже гидротермальную (А. И. Боткунов, 1964 г. и др.).

2. **Россыпные месторождения алмаза** более распространены, чем месторождения кимберлитовых трубок. В россыпных месторождениях встречаются очень высокие концентрации алмаза — десятки каратов в 1 м³ песков. Кроме того, разрабатывать алмазоносные россыпи значительно легче, чем коренные месторождения алмазов.

Вследствие своей твердости и химической инертности алмазы концентрируются в рыхлых продуктах разрушения коренных месторождений, и таким образом возникают алмазоносные россыпи самого разнообразного происхождения: 1) древние ископаемые россыпи, образовавшиеся в отдаленные геологические периоды и не имеющие связи с современным рельефом земной поверхности; обломочный материал этих россыпей обычно сцементирован с образованием твердых пород; 2) молодые россыпи, тесно связанные с современным рельефом.

Ископаемые россыпи представлены грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами различного геологического возраста — от докембрия до мезозоя включительно. Содержание алмазов в ископаемых россыпях обычно низкое, и поэтому они, как правило, самостоятельно не эксплуатируются. Исклучением являются алмазоносные конгломераты и брекчии Индии, содержание алмазов в которых достигает нескольких каратов в 1 м³ породы. Примером

ископаемых россыпей являются и докембрийские конгломераты Витватерсранда в Южной Африке, из которых наряду с золотом извлекаются и алмазы. Несмотря на то, что в ископаемых россыпях содержание алмазов низкое, за их счет, а также за счет разрушения кимберлитовых трубок образуются более молодые россыпи, которые в настоящее время являются очень важным промышленным источником алмазов.

Вследствие низкого содержания алмазов в первичных месторождениях для образования богатых молодых россыпей необходима переработка огромных объемов коренных алмазоносных пород. Это возможно в том случае, если размыв первичных месторождений происходил после эпохи интенсивного физико-химического выветривания, когда тысячи кубометров алмазоносных пород были превращены в глинистые массы, легко подвергавшиеся размыву. Поэтому россыпи следует искать в отложениях таких эпох, в течение которых происходило сильное физико-химическое выветривание. Для Урала и Казахстана, например, такими эпохами были мел и палеоген.

В образовании россыпей важную роль играла транспортировка материала. Во время переноса неустойчивые минералы подвергались истиранию, алмазы же сохранялись и концентрировались у плотика, преимущественно в его углублениях.

В зависимости от условий образования выделяется несколько генетических типов алмазоносных россыпей: элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные и смешанного происхождения (рис. 2).

Элювиальные россыпи представляют собой верхние сильно выветрелые горизонты коренных месторождений и ископаемых россыпей, не подвергшихся смещению. Они залегают непосредственно на выходах кимберлитовых трубок и пластов ископаемых россыпей. Спутниками алмазов в элювиальных россыпях являются те же минералы, что и в коренных месторождениях.

Делювиальные россыпи пространственно тесно связаны с элювиальными россыпями, за счет которых они и образуются. Эти россыпи залегают за пределами коренных месторождений и выходов пластов ископаемых россыпей. Продукты разрушения коренных алмазоносных пород и ископаемых россыпей здесь перемешаны с обломочным материалом вмещающих пород, а поэтому они беднее элювиальных. Делювиальные россыпи часто содержат минералы-спутники алмаза и в этом случае имеют важное значение для поисков коренных месторождений.

Аллювиальные россыпи являются наиболее распространенным и промышленно важным типом алмазоносных россыпей. Они образуются в результате размыва водными потоками как коренных месторождений алмазов, так и алмазоносных россыпей других типов, включая и более древние аллювиальные россыпи. В зависимости от условий залегания, строения и некоторых других особенностей среди аллювиальных россыпей выделяют долинные и террасовые россыпи.

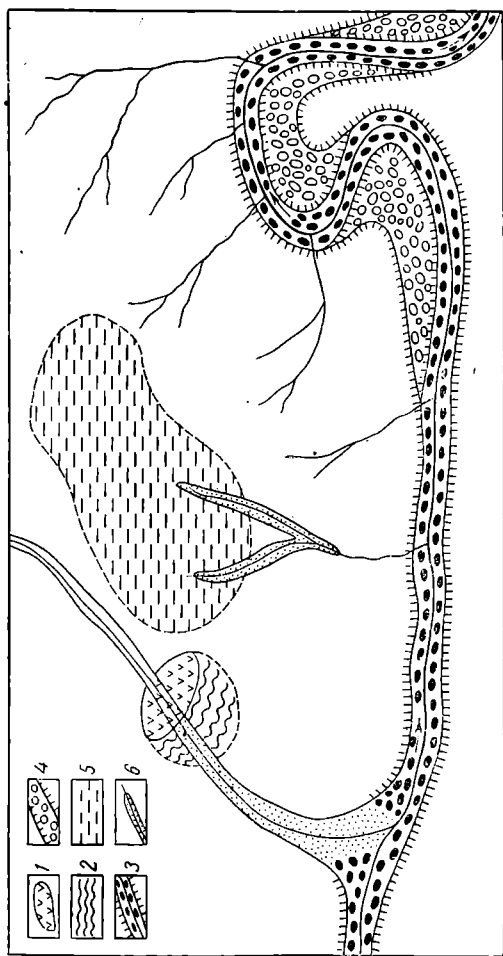


Рис. 2. Схема расположения аллювиальных россыпей различных типов (в плане). По А. П. Бурову

1 — элювиальные; 2 — делювиальные; 3—4 — аллювиальные; 3 — долинные, 4 — террасовые; 5—6 — россыпи смешанного происхождения; 5 — пролювиально-озерные; 6 — локковые

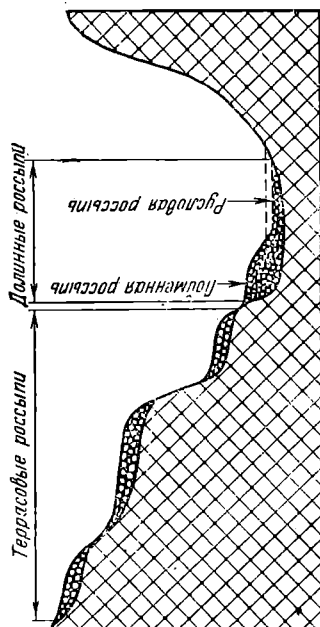


Рис. 3. Схема расположения долинных и террасовых россыпей (в разрезе). По А. П. Бурову

В свою очередь долинные россыпи подразделяются на русловые и пойменные (рис. 3).

Среди аллювиальных россыпей наиболее промышленно важными являются долинные россыпи; они служат основным объектом для добычи алмазов с помощью драг.

В распределении алмазов в аллювиальных россыпях, по данным А. П. Бурова (1962), наблюдаются следующие закономерности:

1) в большинстве случаев отмечается некоторое увеличение содержания алмазов в нижних горизонтах песков, а также в карстовых западинах и углублениях плотика;

2) в террасовых россыпях содержание алмазов постепенно возрастает от высоких террас к более низким;

3) содержание алмазов в долинных россыпях довольно быстро увеличивается по мере приближения к коренному источнику. Эти закономерности хорошо подтверждаются на уральских и якутских россыпях.

Аллювиальные россыпи широко распространены во многих районах Африки и Южной Америки; известны они также в Индии, на о. Калимантан и в Австралии. В Советском Союзе аллювиальные россыпи открыты в Якутии и на западном склоне Среднего и Северного Урала.

Содержание алмазов в россыпях всех генетических типов колеблется в очень широких пределах — от сотых долей карата до нескольких каратов в 1 м^3 песков. Встречаются обогащенные участки с содержанием алмазов в несколько десятков и даже сотен каратов в 1 м^3 песков. Минимальным промышленным содержанием алмазов в россыпях зарубежных стран обычно считается 1 карат в 5 м^3 песков; редко, при особо благоприятных горнотехнических условиях, промышленным считается содержание 1 карат в 10 м^3 песков. За рубежом разрабатываются преимущественно россыпи с содержанием алмазов не ниже 0,5—1,0 карата в 1 м^3 песков.

Во всех зарубежных странах, за исключением Конго (Браззавиль), Южно-Африканской Республики и Танзании, добыча алмазов производится только из россыпей; в Советском Союзе алмазы добываются как из россыпей, так и из коренных месторождений.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Систематические работы по поискам алмазов в Советском Союзе были начаты в 1938 г. на западном склоне Среднего Урала, где было известно наибольшее число находок алмазов старателями. В последние годы поисками были охвачены западный склон Северного и Южного Урала. В результате широких поисков наличие алмазов было установлено на западном склоне Среднего Урала и на части Северного и Южного Урала.

В процессе изучения алмазности Урала была разработана методика поисков и разведки алмазоносных россыпей, а также технология обогащения алмазоносных песков и извлечения из них алмазов. Все это значительно облегчило поиски алмазов в других районах Советского Союза и в особенности на Сибирской платформе.

В 1954—1955 гг. на территории Якутии были открыты коренные и россыпные месторождения алмазов. Открытию коренных месторождений предшествовало установление в речных отложениях парагенетических спутников алмаза — пироба, пикроильменита и хромдиопсида. Трестом «Якуталмаз» на разведанных месторождениях начата промышленная добыча алмазов.

Все коренные месторождения алмазов расположены на древних платформах: Сибирской, Африканской, Южно-Американской, Северо-Американской и Индийской. Поскольку россыши алмазов пространственно и генетически тесно связаны с коренными месторождениями, то и они расположены главным образом в пределах этих платформ.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Собственно магматические месторождения алмазов

Месторождения алмазов Южной Африки. Алмазы в Южной Африке найдены в 1867 г. Начиная с этого года и до настоящего времени эти месторождения непрерывно разрабатываются. В Южной Африке имеется большое количество как коренных, так и россыпных месторождений алмазов.

Коренные месторождения алмазов представлены трубками кимберлита, которые обычно тесно связаны друг с другом — располагаются группами, рядами, цепочками. Так, например, в группе Кимберлей на площади радиусом 8,5 км известно 15 трубок. Кроме трубок кимберлиты нередко образуют дайки различной мощности, иногда прослеживающиеся по простиранию на десятки километров; такие дайки часто образуют штокообразные раздувы.

Интересна пространственная и парагенетическая связь кимберлитовых трубок и даек. С давних пор кимберлитовые дайки служат поисковым признаком для отыскания алмазоносных трубок. В ряде случаев установлено, что при отсутствии на поверхности каких-либо признаков связи трубки с дайкой, последняя обнаруживается на некоторой глубине. Известны и такие алмазоносные трубки, которые образовались на пересечении двух кимберлитовых даек. Очень часто наблюдается характерное загибание вверх пластов осадочных пород у контакта с секущими их кимберлитовыми трубками и дайками (рис. 4). Большинство исследователей считает, что алмазоносные трубки и кимберлитовые дайки образовались одновременно.

Минеральный состав кимберлитов сильно изменен в результате эндо- и экзогенных процессов. Серпентинизация кимберлитов, напри-

мер, вызывает значительное изменение их объема. Это приводит к изгибам и поднятию пластов около трубок и даек (см. рис. 4) и к образованию зеркал скольжения.

Алмазы разнообразны по внешнему виду. Среди кристаллов алмаза преобладают октаэдры с округлыми ребрами и гранями. Помимо целых кристаллов встречаются и их обломки. Размеры алмазов крайне разнообразны — от крупных до микроскопических. Особенный интерес для выяснения генезиса алмазов представляют их соотношения



Рис. 4. Слоистые сланцы, поднятые кимберлитовой дайкой

1 — слоистые сланцы; 2 — кимберлит; 3 — кимберлит с обломками боковых пород

с другими минералами кимберлитов и родственных ксенолитов. Включения алмазов были обнаружены в гранате, диопсиде и оливине; иногда в самих алмазах встречаются включения граната, диопсида и оливина.

Далеко не все кимберлитовые тела содержат алмазы. Более того, распределение алмазов в отдельных кимберлитовых трубках и дайках также чрезвычайно неравномерно. Имеются участки, так называемые «столбы», обогащенные алмазами, и «столбы», совершенно лишенные их. Содержание алмазов в трубке Кимберлей несколько увеличивается с глубиной, в то время как в трубке Дебирс наблюдается обратное явление. Определенной закономерности в распределении алмазов не установлено.

Кимберлитовые трубки до недавнего прошлого служили основным поставщиком алмазов на мировой рынок. Так, например, с 1870 по 1908 г. из трубок одной лишь группы Кимберлей было получено более 18 т алмазов; трубка Премьер с 1902 г. по 1908 г. дала 1,3 т алмазов. Из всех трубок Южной Африки по 1908 г. было добыто более 20 т, а по 1938 г. — более 30 т алмазов.

Месторождения алмазов Сибирской платформы. В 1953 г. в бассейне р. Вилюя были обнаружены промышленные алмазоносные россыпи, а в 1954 г. здесь же было открыто первое в СССР коренное месторождение алмазов — кимберлитовая трубка Зарница.

Коренные месторождения алмазов Сибирской платформы представлены типичными кимберлитовыми трубками, аналогичными знаменитым кимберлитовым трубкам Южной Африки (Кимберлей, Дебирс, Премьер и др.). Они образуют характерные трубки взрыва, заполненные сильно измененной брекчиевидной породой, состоящей из собственно кимберлита — ультраосновной породы эффузивного облика — и ксенолитов. Среди последних отмечаются обломки прорванных осадочных пород, архейских кристаллических сланцев, эклогитов, неизвестных в стратиграфическом разрезе, и, очень редко, порфировидных перидотитов с пиропами. Характерно также присутствие ранних, ксеногенных минералов — пироба и пикроильменита.

Размеры трубок при преобладающем овальном очертании в плане колеблются по длинной оси (рис. 5). Контакты трубок крутые, обычно с некоторым падением внутрь тела. В пределах кимберлитовой провинции Сибири выделяют (Милашев, 1965) несколько районов развития кимберлитовых и комагматических и щелочно-ультраосновных пород.

Развитие кимберлитового вулканизма происходило здесь в три этапа: верхнедевонско-нижнепермский, средне-верхнетриасовый и нижнемеловой. Кимберлиты каждого определенного района относятся, вероятно, к одному этапу. Так, в Далдыно-Алакитском районе все кимберлиты верхнедевонские — нижнепермские, поскольку в них отсутствуют ксенолиты траппов и ряд трубок перекрыт пермскими отложениями. Внедрение кимберлитов Мало-Ботуобинского района датировалось средним — поздним триасом (Бобричев и др., 1959). Однако в последнее время получены данные, свидетельствующие о значительно более древнем, досреднекаменноугольном возрасте кимберлитов этого района (Михайлов, Гридасов, 1963).

Кимберлиты северо-восточной окраины платформы содержат ксенолиты траппов и являются в целом мезозойскими.

Минералы сибирских кимберлитов можно разделить на первичные, связанные непосредственно с образованием кимберлита, и вторичные, образовавшиеся в результате последующих изменений кимберлита. Кроме того, первичные минералы подразделяются на две группы: минералы кимберлитов и минералы, входящие в состав ксенолитов. Первичные минералы кимберлитов — алмаз, ильменит, пироп, хром-

диопсид, хромшпинелид, диопсид, оливин, флогопит, магнетит; первичные минералы ксенолитов — пироп, альмандин,grossуляр, гиперстен, турмалин, хромдиопсид, диопсид, циркон, апатит, полевые шпаты, кварц. Вторичные минералы — серпентин, кальцит, кварц, целестин, флогопит, хлорит, лимонит и др.

Исследованиями установлено, что минеральный состав кимберлитов Сибирской платформы более или менее постоянен.

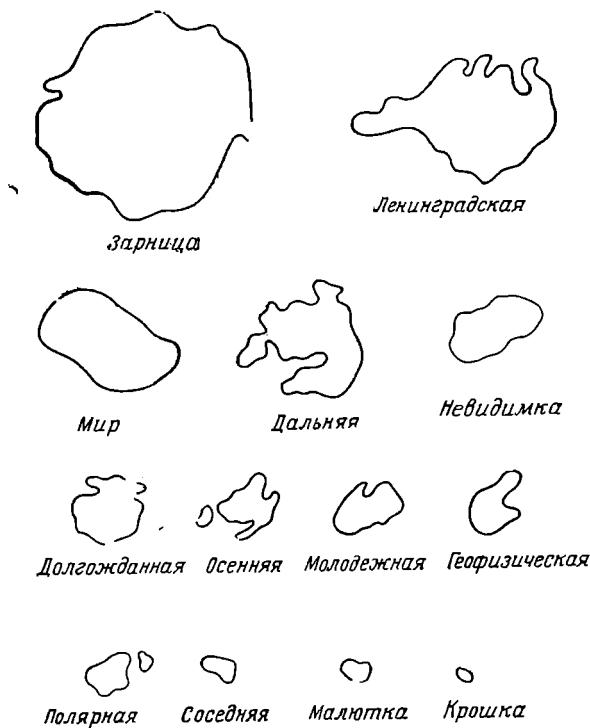


Рис. 5. Форма (в плане) кимберлитовых труб

Все якутские алмазы, за весьма редкими исключениями, представляют собой кристаллы октаэдрического, ромбододекаэдрического или переходного (от октаэдра к ромбододекаэдру) габитусов. Очень редко среди них встречаются кристаллы кубического габитуса.

Подавляющее большинство якутских алмазов бесцветны, различаются они лишь «чистотой воды», т. е. степенью прозрачности. Алмазы с заметным оттенком цвета, а тем более интенсивно окрашенные встречаются в Якутии очень редко. Изучение окрашенных алмазов показало, что окраска цветных кристаллов является аллохроматической и обусловлена примесью хромофоров (трехвалентное железо, титан, хром, графит).

Включения нерудных и рудных минералов в сибирских алмазах не является редкостью. При внимательном просмотре почти в каждом

из них можно заметить одно или несколько микроскопических включений, представленных оливином, пиропом, хромитом, магнетитом, ильменитом, хромдиопсидом, рутилом и др.

Самыми древними отложениями являются карбонатные породы нижнего ордовика; на них залегают песчано-глинистые образования нижней юры с прослоями и линзами бурых углей. На северо-западе отложения нижней юры находятся в резком тектоническом несогласии с породами нижнего ордовика и контактируют с ними по линии сброса. Трубка располагается на продолжении линии этого сброса. Верхние горизонты нижней юры представлены песчано-гравийными алмазаноносными отложениями, сохранившимися от размыва на очень небольшой площади вблизи трубки. Трубка прорывает карбонатные породы нижнего ордовика, но непосредственных контактов с более молодыми отложениями не имеет.

Кимберлитовая трубка в плане имеет форму овала (рис. 6). Как и большинство классических трубок Южной Африки, на глубину она постепенно сужается. В разрезе трубка имеет воронкообразную форму с почти вертикальным падением стенок. Материал, выполняющий трубку, представляет собой типичные брекчии, сцементированные серпентин-карбонатным веществом. Основную массу составляют обломки кимберлитов и пород осадочного происхождения, захваченные из нижележащих горизонтов, а также обломки траппов. Из включений, родственных кимберлитам, встречаются сильно измененные перидотиты с пиропом, оливиниты и серпентиниты. Ксенолиты эклогитов и кристаллических сланцев архейского возраста здесь очень редки.

Карбонатные породы в контакте с кимберлитом претерпевают изменения как механического, так и гидротермального характера. Механические изменения проявились в образовании тектонических брекчий во вмещающих породах на контакте с кимберлитовым телом. Это объясняется внедрением кимберлитовой магмы, сопровождавшимся взрывом, и расширением трубообразного тела в процессе серпентинизации породы. Расширение объема привело к движению всей трубы вверх с образованием трещин скалывания и зеркал скольжения. Ослабленные зоны дробления послужили прекрасными путями для проникновения растворов, которые способствовали интенсивному изменению вмещающих пород и самого кимберлита.

Зона наиболее интенсивного изменения кимберлита приурочена к контакту трубки и имеет на поверхности ширину от 10 до 50 м. Кимберлит полностью разрушен и относится к типу изменения, характерного для «желтой земли». На большей части площади трубки распространены зеленые кимберлиты, плотность которых по сравнению с желтым кимберлитом значительно выше. На глубине около 30 м от поверхности зеленые кимберлиты сменяются голубыми. Зеленые и голубые кимберлиты сходны с «синей землей» Южной Африки. Однако в связи с иными климатическими условиями настоящая «синяя земля» в сибирских трубках отсутствует.

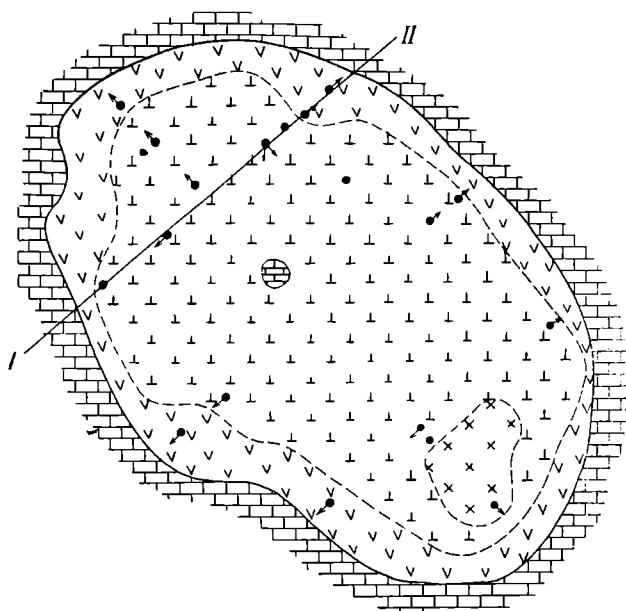
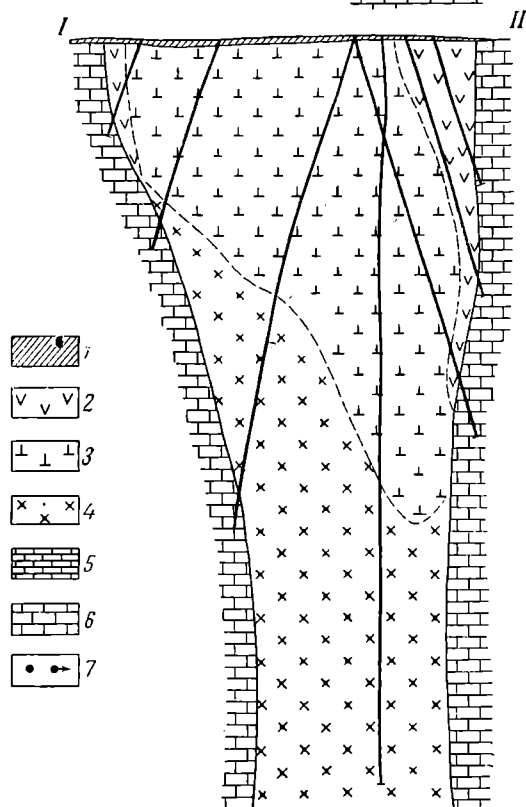


Рис. 6. Геологический план и разрез кимберлитовой трубки

1 — аллювиально-делювиальный слой;
2 — измененный кимберлит желтого цвета;
3 — измененный кимберлит зеленого цвета;
4 — малоизмененный кимберлит зелено-черного цвета;
5 — крупный ксенолит («риф») карбонатных пород усть-кутского яруса;
6 — карбонатные породы усть-кутского яруса;
7 — скважины



Россыпные месторождения бассейна р. Конго. В настоящее время россыпи р. Конго являются главным поставщиком алмазов на мировой рынок (в основном добываются технические камни). По добыче алмазов Конго (Браззавиль) уже в 1931 г. вышло на первое место, дав 3,5 млн. каратов, т. е. около 50% мировой добычи; в 1938 г. добыча алмазов достигла 5,9 млн. каратов — около 60% мировой добычи. Здесь имеется два основных алмазоносных района: район р. Касаи и район р. Бушимэ. В качестве примера опишем район р. Касаи (рис. 7).

Находка первого алмаза на этом богатейшем месторождении относится к 1907 г., а начало промышленной добычи — к 1913 г. В районе р. Касаи наиболее широко распространены алмазоносные песчаники и конгломераты верхнетриасового возраста, при размыве которых и образовались богатые россыпные месторождения бассейна р. Конго. Песчаники и алмазоносные конгломераты лежат на размытом древнем фундаменте, сложенном гнейсами, гранитами и сланцами докембрия. Речные долины Касаи и ее притоков обычно врезаются в это древнее основание, но местами они проходят и по песчаникам и конгломератам.

Приуроченность россыпных месторождений алмазов к рекам, размывающим песчаники и конгломераты верхнетриасового возраста, подчеркнута уже давно и во всем районе р. Конго служит надежным поисковым признаком. При этом наиболее богатые месторождения располагаются в тех местах, где современные реки размывают нижние горизонты алмазоносных пород. Однако источник алмазов, находящихся в песчаниках и конгломератах верхнетриасового возраста, до сих пор не установлен. Большинство исследователей таким источником алмазов считает древние ультраосновные породы типа кимберлитов.

Богатые россыпи алмазов встречаются и на террасах, но главная часть месторождений располагается на пойме и в самом русле р. Касаи. Река вымывает здесь большие ямы, служащие ловушкой для алмазов и других тяжелых минералов. Концентрации алмазов в таких ямах выше и алмазы крупнее, так как мелкие камни и осколки уносятся потоком.

Содержание алмазов в разрабатываемых россыпях Касаи в среднем около 1 карата на 1 м³, местами оно повышается до 5 каратов. Технические камни составляют 90% продукции и лишь 10% идет в огранку. В большинстве камни очень мелкие: около 70% весят менее 0,1 карата. Самый большой алмаз весил 44 карата. Встречаются как бесцветные, так и окрашенные камни: зеленые, голубые, желтые, бурые.

Россыпные месторождения бассейна р. Вилуя. Алмазоносность бассейна р. Вилуя обусловлена наличием здесь коренных месторождений — кимберлитовых трубок. При своем разрушении коренные месторождения алмазов дают материал для образования алма-

зоносных россыпей: элювиальных, делювиальных и аллювиальных.

Элювиальные россыпи территориально связаны с алмазонасными кимберлитами и представляют собой продукты разрушения последних. Размеры и форма элювиальных алмазонасных россыпей определяются размерами и формой в плане кимберлитовых трубок. Мощность элювиальных отложений даже в пределах одной трубки непостоянна.

Делювиальные россыпи территориально связаны с элювиальными россыпями и представляют собой их делювиальные шлейфы на скло-

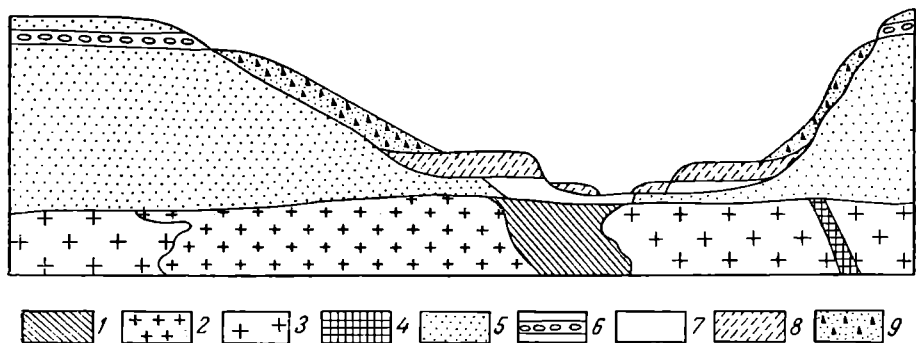


Рис. 7. Разрез алмазонасной россыпи р. Касаи

1 — кристаллический сланец; 2 — гранито-гнейс; 3 — гранит; 4 — дайка диабазы; 5 — песчаник; 6 — алмазонасный конгломерат; 7 — алмазонасный гравий верхней и нижней террас; 8 — наносы верхней и нижней террас; 9 — алмазонасные наносы

нах долин водотоков, размывавших коренные месторождения алмазов. Делювиальные россыпи практически имеются вблизи всех кимберлитовых трубок.

Аллювиальные россыпи распространены на Сибирской платформе и образуются путем переноса водными потоками обломочного материала коренных месторождений с алмазами и отложения их в пониженных участках рельефа. Выделяются террасовые и долин-ные россыпи.

Террасовые россыпи приурочены к аллювиальным галечным накоплениям I, II, III, IV и V надпойменных террас.

Долинные россыпи делятся на: пойменные россыпи; россыпи береговых отмелей; шлейфовые россыпи размывших террасовых остан-цов; россыпи намывных островов, кос и отмелей. Все перечисленные типы долинных россыпей связаны между собой взаимными переходами, поэтому деление их условно. Имеются и собственно русловые россыпи.

ЛИТЕРАТУРА

А н т р о п о в П. Я. Перспективы освоения природных богатств СССР. Госпланиздат, 1959.

Б о б р е в и ч А. П. [и др.]. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.

Б у р о в А. П. Алмазы Якутии. В сб.: «Лауреаты Ленинской премии», серия IV, № 26—27, 1958.

Б у р о в А. П. Как искать алмазы. Госгеолтехиздат, 1962.

К у х а р е н к о А. А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, 1961.

Л а п и к о в В. Ф. Генетические типы и закономерности размещения алмазоносных россыпей Урала. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 4. Изд-во АН СССР, 1960.

М и л а ш е в В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Тр. НИИГА, т. 139. Изд-во «Недра», 1965.

М и х а и л о в М. В. и Г р и д а с о в Н. В. К вопросу о возрасте кимберлитовой трубки Мир. Мат-лы по геологии и полез. ископ. Якутии, вып. 11. Якутск, 1963.

С о б о л е в В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, о. Борнео и Северной Америки. Госгеолтехиздат, 1951.

Т р о ф и м о в В. С. Генетические типы россыпей и закономерности их размещения. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 4, Изд-во АН СССР, 1960.

Г л а в а 2

ГРАФИТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Графит как минерал представляет собой одну из кристаллических разновидностей углерода, принадлежащую к гексагональной сингонии. Иногда он встречается в природе в форме пластинчатых кристаллов, чаще же развит в виде чешуйчатых, листоватых, волокнистых, зернистых и плотных агрегатов. Кристаллическая структура графита слоистая; с наибольшей плотностью атомы углерода располагаются в графите в углах плоских гексагональных сеток, где расстояния между соседними атомами составляют $1,42 \text{ \AA}$, а связи между атомами очень прочные; расстояния между такими плоскими сетками определяется в $3,40 \text{ \AA}$, связи же между ними оказываются слабыми. Эти особенности кристаллической структуры графита обуславливают его важнейшие свойства, в частности совершенную спайность в одном направлении.

Графит обладает серебристо-серым, свинцовым или черным цветом, металлическим или сильным металлоидным блеском. Графит непрозрачен, чешуйки его просвечивают только при толщине менее 2 мк . Твердость (мягкость) вдоль плоскостей спайности равна 1—2, в направлении же, перпендикулярном спайности, достигает 5,5. Графит характеризуется высокими электропроводностью и теплопроводностью, величины которых сопоставимы с соответствующими величинами большинства металлов. Относится графит к высокоогнеупорным веществам и плавится при температуре $3850^\circ \pm 50^\circ \text{ C}$. Он химически инертен и с кислотами реагирует лишь в присутствии окислителей, растворяется только в расплавленных металлах, с которыми образует карбиды; технически важным является карбид железа (Fe_3C). Графит жирен и пластичен, легко оставляет черту на бумаге, тончайшие пластинчатые частицы его плотно прилипают

к твердым поверхностям. Он обладает высокой кроющей способностью, т. е. способностью в измельченном состоянии покрывать тончайшим слоем большие поверхности. Графит имеет малый коэффициент трения.

Все эти свойства резко изменяются в зависимости от величины, формы и взаимного расположения кристаллов графита в естественных агрегатах, т. е. от структуры этих агрегатов. По структурным признакам различают плотнокристаллические, чешуйчатые и скрытокристаллические графиты.

Плотнокристаллическими графитами называют агрегаты плотно прилегающих друг к другу кристаллов графита величиной более 1 мм, сросшихся между собой под различными углами. Последнее затрудняет расщепление их по спайности и сдвиг при деформациях, вследствие чего порошки, получаемые при размоле плотнокристаллического графита, менее жирны и менее пластичны, чем порошки чешуйчатых графитов. Среди плотнокристаллических графитов выделяют крупно- и мелкокристаллические; средняя величина кристаллов в мелкокристаллических графитах меньше 50 мк.

Чешуйчатые графиты состоят из параллельных сростков пластинчатых кристаллов, реже из отдельных кристаллов, и имеют форму чешуек разных размеров. Различают крупно- и мелкочешуйчатые, а также слоистокристаллические графиты. Размеры чешуек в крупночешуйчатых графитах изменяются от нескольких сантиметров до 0,01 см, в мелкочешуйчатых — от 0,01 до 0,0001 см. Слоистокристаллические графиты обладают плотным строением и сходны с плотнокристаллическими, от которых отличаются взаимно параллельной ориентировкой чешуек. Природные чешуйчатые графиты развиты в кристаллических сланцах и гнейсах, где они оказываются рассеянными среди других минералов. Часто чешуйки графита тонко переслаиваются с листочками слюды и кальцитом. Наряду с природным графитом, к чешуйчатой разновидности принадлежат также искусственные доменный и карбидный графиты. Доменный графит выделяется при медленном охлаждении больших масс чугуна, карбидный при термическом разложении карбидов.

Скрытокристаллические графиты, называемые также криптокристаллическими, или «аморфными», образованы кристаллами величиной менее 0,1 мк, неразличимыми в обычном оптическом микроскопе. Такие графиты обнаруживаются как в виде плотных масс, в которых кристаллы ориентированы обычно взаимно параллельно, так и в распыленном состоянии среди различных осадочных и метаморфических пород, которым они придают грязно-черный цвет. К скрытокристаллическому относится также искусственный графит, получаемый в электрических печах путем нагревания углей до температуры более 2200° С.

Природный графит редко является чистым и в агрегатах его постоянно присутствуют различные минералы: кварц, биотит, мусковит, кальцит, пирит, а также глинистое вещество, органический углерод, вода, битумы и газы. При химическом анализе графит-

тов обычно ограничиваются определением содержания графитового углерода, золы и летучих компонентов. Содержание графитового углерода определяется методом сжигания, причем горючесть служит важной характеристикой качества графитового материала; показателем ее является температура, при которой за 10 минут сгорает 3 % навески графита. Для чешуйчатого графита этот показатель равен $720-730^{\circ}$, для плотнокристаллического 695° , для скрытокристаллического $510-550^{\circ}$ С. Зола графитов обычно состоит из кремнезема, глинозема, окислов железа, магнезии, извести, фосфорного ангидрида и др., летучие компоненты представлены CO_2 , CO, H, CH_4 , SO_2 , P, N и др.

ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ И КОНДИЦИИ

Графит применяется в различных отраслях промышленности, однако использование его в значительной степени зависит от структурных особенностей руд, содержания в них графитового углерода, возможностей тонкого помола графита и т. п. Общего стандарта на графит и руды нет и технические требования на них для разных целей и по разным месторождениям различны. Наиболее ценными и легко обогатимыми являются руды с плотнокристаллическим и чешуйчатым графитом, которые считаются промышленными при содержании в них 2—3 % графита. Путем обогащения, производимого преимущественно способом флотации, из руд получают концентраты с содержанием графита не менее 60 %, летучих — не более 7 % и золы — не более 26,5 %. Руды со скрытокристаллическим графитом обогащаются хуже и потому эксплуатируются при более высоком содержании графита, обычно не менее 70—80 %.

Наиболее широко графит применяется в металлургии, литейном деле, электротехнике, карандашном производстве и др. В металлургии графит служит в качестве высокоогнеупорной отощающей добавки в производстве огнеупорных материалов и изделий, главным образом в производстве графито-керамических тиглей для плавки специальных сталей, цветных и благородных металлов и различных ценных сплавов. В керамическую массу для таких тиглей вводится от 45 до 65 % крупночешуйчатого графита с тонкостью помола 0,15 мм и зольностью до 8,5—11 %. В литейном деле графит применяется в качестве противопригарной краски, присыпки или подмазки для литейных форм — тонкораспыленный материал делает поверхность формы гладкой, и после охлаждения отливка легко отделяется от формы; для этой цели необходим очень тонко размолотый материал, большой же чистоты не требуется и потому используется как мелко-, так и скрытокристаллический графит с зольностью от 20 до 75 %. Специальные графито-коллоидные краски и лаки для покрытия постоянных литейных форм получают из малозольных графитов.

Благодаря высокой электропроводности, пластичности и механической прочности графит применяется в электротехнике, где идет для производства гальванических элементов, щелочных аккумуля-

постмагматических высокотемпературных растворов, богатых летучими компонентами и циркулировавших в открытых трещинах. Залежи имеют форму жил и линз, располагающихся преимущественно среди гнейсов и кристаллических сланцев. Жилы встречаются как пластовые, так и секущие, мощности их меняются от нескольких миллиметров до 2—5 м. В рудах наряду с крупно- и плотнокристаллическим графитом участвуют биотит, ортоклаз, авгит, апатит, титаномагнетит, рутил, кварц, пирит, кальцит и другие минералы, составляющие до 50% жильного выполнения. Контакты жил резкие и боковые породы содержат рассеянный графит лишь на расстоянии до 1—2 см от контакта. Ручной сортировкой руды легко обогащаются и дают высококачественный графит. Месторождения, однако, редки. Типичными являются месторождения о. Цейлон, эксплуатирующиеся уже свыше 100 лет.

✓ 5. Метаморфическими месторождениями, возникшими за счет преобразования рассеянных органических веществ, большинство исследователей считает месторождения чешуйчатых графитов, приуроченные преимущественно к древним метаморфическим толщам, сложенным кристаллическими сланцами и гнейсами, мраморизованными известняками и доломитами, иногда кварцитами. Чешуйки графита содержатся в этих породах в переменных количествах, нередко промышленных. Залежи представляют собой участки таких пород с повышенным содержанием графита, варьирующим от 2 до 20—30%, а в отдельных месторождениях — до 60%. По форме это неправильные пласты и линзы, прослеживаемые по простиранию на протяжении от нескольких десятков метров до 2—3 км и более, по мощности достигающие 300 м.

Метаморфические кристаллические сланцы и гнейсы — глубоко метаморфизованные осадочные породы, первоначально содержавшие углерод в виде битумов, углистых веществ или остатков различных организмов. Они подверглись преобразованиям в условиях высоких температур и давлений при активной деятельности пневматолитических агентов, в частности воды. При высоких (более 650° С) температурах пары воды воздействовали на органические соединения, вызывая их разложение, образование окислов углерода и местную миграцию последних. В соответствии с приведенными выше реакциями при понижении температуры окислы углерода диссоциировали в присутствии водорода с образованием воды и кристаллизацией графита в виде чешуек, часто переслаивающихся с пластинками слюды.

Несмотря на низкое содержание полезного компонента, месторождения чешуйчатого графита имеют большое практическое значение как вследствие высокого качества сырья и легкой его обогатимости, так и по причине больших размеров месторождений и расположения их группами. Особенно ценными являются руды, подвергшиеся сильному выветриванию, при котором полевые шпаты разложились и руды дезинтегрировались, что облегчает их добычу

и обогащение. Месторождения этого типа в СССР развиты в пределах Украинского кристаллического массива, на восточном склоне Урала, в Приморье и некоторых других районах; за рубежом к этому типу относятся месторождения Мадагаскара и Баварии (Пассау).

✓ 6. Метаморфические месторождения, возникшие путем преобразования углей, сложены скрытокристаллическим («аморфным») графитом. Залежи последнего расположены среди метаморфизованных в разной степени осадочных пород и по форме представляют собой пласты, пластообразные тела или крупные линзы мощностью до 30 м, по простиранию нередко постепенно переходящие в пласты кокса и антрацита. Графитовая руда обычно сохраняет внешний вид минерального угля и иногда содержит отпечатки растений; содержание графитового углерода в ее составе может достигать 90—95%, в рядовых рудах изменяется в пределах 60—80%. Постоянными примесями в рудах являются пирит и кальцит, в небольших количествах — апатит, рутил и некоторые другие минералы.

Образование аморфного графита обусловлено пирометаморфизмом углей, вызванным внедрением магмы в толщи угленосных отложений. Характерной чертой месторождений является расположение графитовых залежей вблизи контактов осадочных толщ с интрузивами, вдоль которых наряду с углями перекристаллизованы также и другие осадочные породы; с удалением от контактов степень метаморфизма резко уменьшается. Примером такого типа месторождений в СССР являются месторождения Тунгусской группы, а за рубежом — месторождения Мексики (штат Сонора) и Южной Кореи. Некоторые месторождения аморфного графита залегают вне видимой связи с интрузивами и приурочены к толщам интенсивно дислоцированных угленосных пород, смятым в сложные складки и нарушенным многочисленными сбросами и надвигами, что свидетельствует об образовании аморфного графита также и путем динамометаморфизма углей. К таким месторождениям относятся, например, Боевское, Полтавское и Брединское на Южном Урале. Как при пиро-, так и при динамометаморфизме образование графита не сопровождалось миграцией углерода, подвергавшегося перекристаллизации на месте залегания углей.

7. Месторождения выветривания не имеют самостоятельного промышленного значения, хотя графит нередко концентрируется в элювиальных россыпях, так как по отношению к агентам химического выветривания является высокоустойчивым. При перемещениях на большие расстояния графит легко истирается и потому промышленных делювиальных и аллювиальных россыпей не дает.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СССР

На территории Советского Союза известен ряд графитоносных районов, обладающих крупными ресурсами как чешуйчатого, так и скрытокристаллического графита. Крупнейшими из них являются

Украина, Южный Урал, север Красноярского края, Прибайкалье и Дальний Восток.

Украинская графитоносная провинция находится в пределах Украинского кристаллического массива, где выделяют три графитоносных района — Прибужский, Криворожский и Приазовский, содержащих метаморфогенные месторождения чешуйчатого графита: Завальевское, Петровское, Троицкое, Ждановское и ряд других. Из них эксплуатируется пока лишь Завальевское, поставляющее графит для электротехнической и металлургической промышленности и на экспорт; проектируется разработка Ждановского месторождения.

На Южном и Среднем Урале к этому же типу принадлежат эксплуатируемое Тайгинское и резервное Мурзинское месторождения. На восточном склоне Южного Урала располагаются также небольшие месторождения скрытокристаллического графита (Боевское, Полтавское, Брединское).

Более 15 месторождений скрытокристаллического графита (Ногинское, Курейское, Фатъянихинское и др.) образуют Тунгусскую графитоносную провинцию, расположенную на севере Красноярского края по правым притокам р. Енисея и приуроченную к западной окраине Тунгусского каменноугольного бассейна. Запасы графита в этой провинции практически неисчерпаемы.

На востоке СССР выделяется Саяно-Байкальская графитоносная провинция, охватывающая с юго-запада и юго-востока Сибирскую платформу. В Саянской части этой провинции к массиву щелочных и нефелиновых сиенитов приурочено Ботогольское месторождение высококачественного кристаллического и чешуйчатого графита магматического происхождения, богатые сплошные руды которого, однако, почти полностью выработаны. Ряд небольших или неизученных месторождений чешуйчатого и реже скрытокристаллического графита метаморфогенного происхождения заключен в гнейсах, сланцах и кристаллических известняках архея и протерозоя. В Прибайкалье (Слюдянский и Приольхонский районы, Бурятия) разведаны промышленные месторождения чешуйчатого графита (Безымянное, Зимовейское, Луговое, Боярское).

Самой восточной провинцией является Дальневосточная, занимающая значительную территорию в Читинской области, Хабаровском и Приморском краях в бассейне рек Шилки и Амура, особенно по притокам последнего — рекам Зее, Буреи и Уссури. Здесь известно более ста месторождений чешуйчатого графита, из которых несколько крупных (Союзное, Бироканское, Бирское, Тамгинское, Тургеневское и др.).

Меньшее значение имеют месторождения графита в Узбекистане, где они распространены в горах Кульджуктау (Юго-Западные Кызыл-Кумы). Эти месторождения относятся к метаморфогенным и отчасти, по-видимому, к контактово-метасоматическим; в небольшом масштабе эксплуатируется лишь месторождение Тас-Казган, обладающее плотным явно кристаллическим графитом.

Мелкие месторождения скрытокристаллического графита известны на Кавказе и в Центральном Казахстане, а месторождения чешуйчатого графита — на Алтае. Большое количество неизученных месторождений и проявлений чешуйчатого графита выявлено в Казахской АССР.

Добыча графитовых руд в СССР в 1966 г. составила 811 тыс. т.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ботогольское месторождение плотнокристаллического графита магматического происхождения находится в центральной части Восточного Саяна, примерно в 250 км к западу от г. Черемхово. Оно располагается на вершине одноименного хребтообразного гольца, сложенного микроклиновыми гранитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, внедрившимися в девонское время в мощную толщу слюдяных сланцев, гнейсов, кварцитов и мраморизованных известняков протерозоя. Метаморфические породы собраны в сложно гофрированную брахиантиклинальную складку, нарушены многочисленными дизъюнктивами и по контакту с интрузивом подверглись интенсивным изменениям; наиболее распространенные известняки по контактам скарнированы с преобразованием в пироксен-волластонитовые, волластонитовые и кальцит-диопсидовые породы. В виде ксенолитов известняки часто заключены среди нефелиновых сиенитов.

Промышленные скопления графита приурочены к нефелиновым сиенитам и отчасти к контактирующим с ними известнякам. В нефелиновых сиенитах залежи имеют форму эллипсоидальных или округлых штоков и гнезд, шарообразных и каплевидных тел величиной в несколько кубометров и более; наибольший по размерам Корнельевский шток (рис. 8), в настоящее время почти полностью выработанный, имел сечение 50×35 м при выклинивании на глубине 80 м. Главной разновидностью графита в таких телах является массивный плотнокристаллический графит, содержащий до 30—40% других минеральных примесей (полевые шпаты, пироксен, нефелин, канкринит, кальцит и др.), с которыми он находится в тесном сростании. Менее распространены древовидная, каплевидная (концентрически-скорлуповатая) и чешуйчатая разновидности графита, связанные с плотнокристаллической взаимными переходами.

Древовидный графит характеризуется волокнистой структурой, обладает горизонтальной столбчатой отдельностью и имеет весьма низкую зольность (2—3%). Каплевидный концентрически-скорлуповатый графит имеет шаровую, червеобразную и ветвистые формы развития, встречается в малых количествах и представляет лишь минералогический интерес. Чешуйчатый графит присутствует в плотнокристаллическом в виде жилок, часто ветвящихся. Образованные этими разновидностями сплошные графитовые руды содержат от 60 до 98% графитового углерода и являются очень ценными. На контакте с вмещающими нефелиновыми сиенитами около графитовых штоков часто встречаются глыбы известняков.

Наряду со сплошными рудами на месторождении развиты также богатые и бедные вкрапленные руды, для которых свойственны жило- и линзообразные формы залегания. Подобно сплошным, богатые вкрапленные руды также имеют массивное сложение, но содержат обильные включения силикатов, развитые в виде жилок, линз и рассеянных зерен, как бы пропитывающих графитовую массу; содержание графитового углерода в этих рудах варьирует от 30 до 60 %. Бедные вкрапленные руды представляют собой графит-

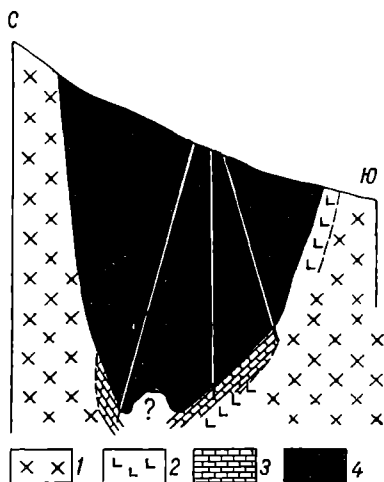


Рис. 8. Разрез через Корпелевский птук Ботогольского месторождения графита.

По И. И. Орешкину

1 — нефелиновый сиенит; 2 — пироксен-нефелиновая порода; 3 — кальцитовая порода; 4 — графитовая руда

тизированные нефелиновые сиениты, а иногда также и графитизированные кристаллические известняки. Такие руды содержат графит в виде рассеянных чешуек размерами от 0,25 до 1 мм (реже до 3 мм); в нефелиновых сиенитах графит встречается также в виде почек, заполняющих вместе с кальцитом пустоты в породе. Содержание графита в бедных рудах варьирует от 2—3 до 30 %, составляя в среднем около 14 %. Вследствие менее тонкого срастания с силикатами бедные руды обогащаются легче богатых и дают менее зольный концентрат.

Месторождение разрабатывалось более 100 лет и за это время из него добыто около 130 тыс. т высококачественной графитовой руды. С 1951 г. оно законсервировано, так как богатые руды почти полностью выработаны, а для эксплуатации бедных руд необходимо строительство обогатительной фабрики.

Ботогольское месторождение изучалось рядом исследователей, выдвинувших для объяснения генезиса ботогольского графита несколько гипотез. Наиболее широко признается магматическая

гипотеза, по которой плотнокристаллический графит месторождения кристаллизовался из газообразных составных частей магмы в процессе становления массива щелочных нефелиновых сиенитов. Эта гипотеза выдвинута и разделялась Э. Вайншенком, Л. Делонэ, В. И. Вернадским и другими, считавшими, что углерод графита имеет чисто магматическое происхождение, тогда как Л. Ячевский, а затем и В. П. Некрасов первоисточником углерода считали углистое вещество осадочных пород, ассимилированных магмой, а Б. М. Куплетский и ряд его последователей признают за такой источник углекислоту ассимилированных магмой известняков. Некоторые исследователи (В. С. Соболев; В. П. Солоненко) считают месторождение гидротермальным.

Метаморфические месторождения чешуйчатого графита Украины. Эти месторождения приурочены к комплексу глубоко метаморфизованных пород архея, широко распространенных в пределах Украинского кристаллического массива. Промышленные залежи связаны, однако, лишь с так называемой тетерево-бугской свитой, сложенной амфиболитами, амфиболовыми, пироксеновыми, плагиоклазовыми, силлиманитовыми и гранатовыми гнейсами, кварцитами и кристаллическими известняками, содержащими лишь до 1% рассеянных чешуек графита и перемежающихся с графитоносными биотитовыми, серицитовыми, биотит-хлоритовыми и хлоритовыми гнейсами, в которых содержание графита составляет не менее 3% и достигает 15%, а иногда и выше. Гнейсы сильно дислоцированы, собраны в складки и прорваны интрузивными породами — гранитами, гранит-аплитами. Распространены породы тетерево-бугской свиты и месторождения графита по рекам Тетерев и Южному Бугу (Прибужский район — Завальевское и другие месторождения), по р. Ингулец (Криворожский район — Петровское, Бабенковское, Водянское месторождения) и вдоль северо-западного побережья Азовского моря (Приазовский район — Ждановское, Троицкое и другие месторождения).

Графитоносные породы залегают в виде пластов большой протяженности и большой, но непостоянной мощности. Менее распространены короткие и маломощные полосы и пачки гнейсов, зажатые среди интрузивных пород.

Завальевское месторождение (рис. 9) расположено в 70 км к северо-западу от г. Первомайска Одесской области. Оно приурочено к крупной и крутой синклинальной складке запад-северо-западного простираения, в ядре которой залегают кристаллические известняки, окаймляемые кварцитами; под ними расположены графитоносные гнейсы, мощность пласта которых невыдержана: в северном крыле достигает 250 м, а в южном не превышает 15 м; протяженность залежи по простираению — до 3 км. Графитоносные гнейсы подстилаются безрудными амфиболовыми гнейсами, вся синклиналь заката среди гранитов. Полезная толща перекрывается третичными и четвертичными песчано-глинистыми отложениями.

По минеральному составу графитоносные гнейсы представлены полевошпатовыми, биотит-хлоритовыми, биотит-гранатовыми, амфибол-пироксеновыми и амфибол-гранатовыми разновидностями; графит в них крупночешуйчатый, со средним содержанием от 6 до 10%. Разрабатываются преимущественно выветрелые руды, каолинизированные, серицитизированные, местами ожелезненные или окварцованные. В получаемых на обогатительной фабрике концентратах зольность не превышает 10—15%. Добыча в настоящее время производится на глубинах до 110 м и более. В 1966 г. из месторождения получено 437 тыс. т руды.

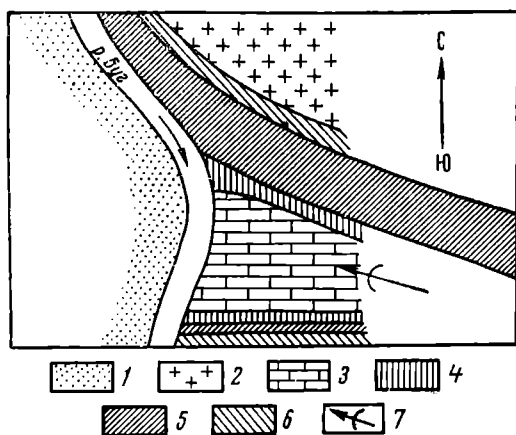


Рис. 9. Геологическая схема Завальевского месторождения графита. По Н. В. Дубына, 1939
1 — аллювий; 2 — гранит; 3 — кристаллический известняк; 4 — кварцит; 5 — графитовый гнейс; 6 — амфиболовый гнейс; 7 — ось синклинали

По генезису Завальевское и другие месторождения Украинской графитоносной провинции являются метаморфическими, возникшими в процессе регионального метаморфизма первичноосадочных пород, содержавших в своем составе органическое вещество.

Месторождения Тунгусской провинции. Тунгусская графитоносная провинция скрытокристаллического графита располагается по западной окраине Тунгусского угольного бассейна, по правым притокам р. Енисея — рекам Бахте, Фатьянихе, Нижней Тунгуске и Курейке. Месторождения этой провинции приурочены к так называемой продуктивной толще пермского возраста, сложенной преимущественно песчаниками с прослоями глин, глинистых сланцев, аргиллитов и углей. В строении продуктивной толщи участвуют также многочисленные межпластовые и секущие дайки траппа (диабаз), на контактах с которыми осадочные породы превращены в роговики, кварциты, кварцитовидные песчаники, хлорит-серпент-

тиновые породы и мраморы, а каменные угли — в антрациты, кокс и графит. Мощность продуктивной толщи непостоянна и варьирует от 250—300 до 1500 м.

Графитоносна, однако, лишь ограниченная западная часть Тунгусского угольного бассейна общей площадью около 48 тыс. км², выделяемая В. П. Солоненко в качестве Нижнетунгусского девонского прогиба. В свою очередь этот прогиб составляет только часть продуктивного туфового поля, на котором продуктивные угленосные отложения перекрыты верхнепермской — нижнетриасовой туфовой толщей, сложенной разнообразными туфами и туффитами с подчиненными им песчаниками и сланцами, а также базальтовыми покровами. Продуктивная толща обнажается по долинам рек, туфовая выходит на водораздельных пространствах. К продуктивной толще девонского прогиба приурочены все известные месторождения графита Тунгусской провинции. Из 15 месторождений изучены лишь два наиболее крупных — Ногинское и Курейское.

Ногинское месторождение (рис. 10) находится примерно в центре графитоносной площади и расположено на левом берегу р. Нижней Тунгуски на северо-восточном склоне горы Ноги, возвышающейся над уровнем реки на 600 м.

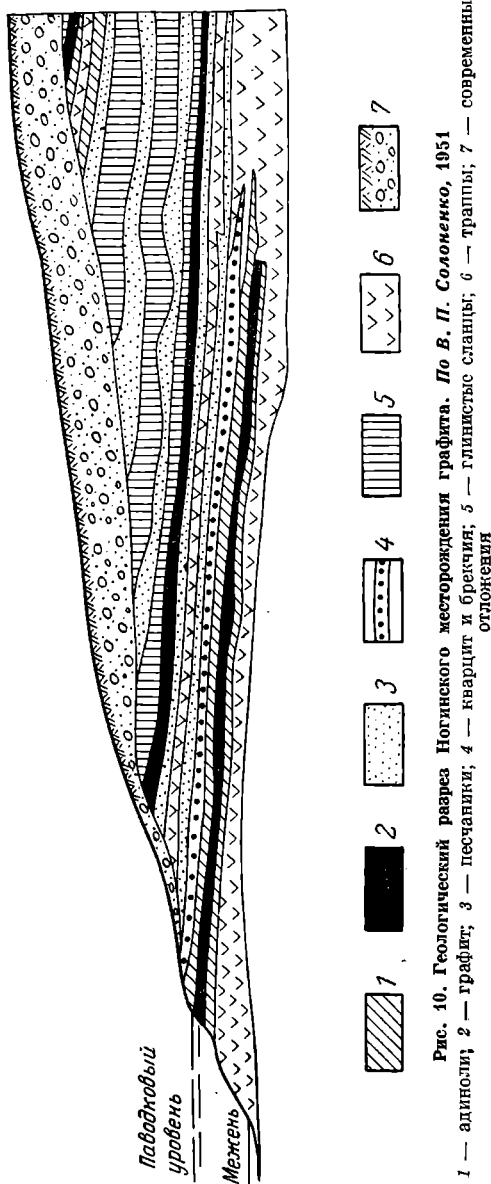


Рис. 10. Геологический разрез Ногинского месторождения графита. По В. П. Солоненко, 1951

1 — алинולי; 2 — графит; 3 — песчаники; 4 — кварцит и брекчия; 5 — глинистые сланцы; 6 — трапты; 7 — современные отложения

Район месторождения сложен отложениями продуктивной толщи, имеющей здесь общую мощность более 500 м и подразделяемой на три свиты. Самая нижняя (бургуклинская) свита является графитоносной, самая верхняя (чапкоктинская) — угленосной. Графитоносная свита сложена песчаниками, глинистыми сланцами, адинолиями, кварцитами, брекчией, графитом и графитовыми сланцами, прорвана межпластовыми интрузиями траппов, залегающими согласно с вмещающими породами. Из трех пластов графита промышленным является лишь нижний, имеющий мощность от 0,8 до 4,3 м. Мощности двух верхних пластов всего лишь по 0,5 м.

По В. П. Солоненко (1951), промышленный пласт обнажен в береговом обрыве р. Нижней Тунгуски на протяжении 650 м. Он подстилается пластом графитовых сланцев мощностью 0,3—0,4 м и сопровождается адинолиями, т. е. черными массивными породами с раковистым изломом, состоящими из кварца, хлорита и альбита. На кварцитах и адинолиях надграфитового пласта лежат кварциты, брекчия, песчаники, глинистые сланцы и аргиллиты. Под адинолиями подграфитового пласта залегают траппы. Внутри графитового пласта также встречаются линзы адинолей и графитовых сланцев. Все отложения продуктивной толщи имеют северо-восточное простирание и падают полого, под углами порядка 5—8°, на юго-восток.

Выделяют следующие разновидности графитовых руд: 1) столбчатый графит, слагающий главную массу пласта и разбитый трещинами отдельности на шестигранные призмь размером в поперечнике 3—4 см и высотой до 15—20 см; призмь ориентированы перпендикулярно слоистости; по трещинам развиты кальцит, халцедон, цеолиты и некоторые другие минералы; руды эти являются наименее зольными; 2) слоистый графит, перемежающийся со столбчатым и содержащий больше примесей, состоящих из тончайших глинистых частиц и пирита, встречающегося в виде очень тонких прожилков; 3) «свинцовый» графит, образующий маломощные прослои в столбчатом и имеющий в изломе облик свинца; 4) брекчиеванная и брекчиевидная руда, появляющаяся у контактов.

Содержание графитового углерода в руде в среднем составляет 85,5%, золы 10—11%, летучих около 2%, серы 0,3%. Наиболее вредна сера, появляющаяся за счет пирита; в зоне окисления ее содержание понижается до 0,1%. Все зольные примеси распределены в руде равномерно.

Ногинское месторождение эксплуатируется и в 1966 г. здесь добыто 34 тыс. т графитовой руды.

По генезису месторождения Тунгусской графитоносной провинции относятся к контактово-метаморфическим, возникшим в результате термального воздействия интрузии траппов на пласты каменного угля. Существуют переходы между углями и графитом, где в качестве переходной разности встречаются кокс и антрацит. Иногда в графите наблюдаются отпечатки растительности, закрепленные тонкими пленками графита.

Веселовский В. С. Графит. Госгеолтехиздат, 1960. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 3, изд. 2.)

Дубына И. В. Графитовые месторождения УССР. ГОНТИ, 1939.

Озеров К. Н. Графит. В кн.: «Курс нерудных месторождений» (под ред. П. М. Татарникова). Ч. 1, ОНТИ, 1934.

Соболев В. С., Флоренсов Н. А. Генезис ботогольского графита. «Сов. геология», 1948, № 32.

Солопенко В. П. Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. Госгеолиздат, 1951.

Шапиро И. А. Графит. В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР», т. 5, Изд-во АН СССР, 1941.

Глава 3

СЛЮДЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Слюды являются обычными породообразующими минералами, входящими в состав разнообразных горных пород — магматических, метаморфических и осадочных. В форме мелких листоватых и чешуйчатых кристаллов они очень широко распространены в земной коре. В противоположность этому скопления крупных кристаллов слюд встречаются редко и только в специфических геологических условиях.

В группу слюд входит большое число самостоятельных минеральных видов, различающихся друг от друга особенностями химического состава. Из них к настоящему времени практическое применение в качестве важных нерудных полезных ископаемых получили крупнокристаллические мусковит и флогопит.

Мусковит — $\text{KAl}_2(\text{OH})_2 [\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$.

Флогопит — $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3 [\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$.

Приведенные кристаллохимические формулы передают только главные особенности составов этих минералов. В действительности они гораздо сложнее. Это вызывается явлением широкого изоморфного замещения элементов в составе слюд. Имеют место как изо-, так и гетеровалентные замещения. На состав слюд в сильнейшей степени влияли физико-химические особенности сред минералообразования. Например, в кристаллах мусковита почти всегда присутствует Fe^{3+} (до 1—4%), Fe^{2+} (0,4—1,2%), Mg^{2+} (0,2—1,1%), Na (0,1—0,7), нередко содержатся небольшие количества рубидия, цезия, лития, бария, хрома. В составе флогопитов в широких пределах варьирует содержание магния, железа и алюминия (особенно первых двух эле-

Li, Cs, Rb, Ba, Sr, Pb, Mn, Fe, Al, Si, K

ментов)¹; изменчиво количество натрия, кальция, титана, фтора и воды. Специфичность химического состава слюдов влияет на их полезные свойства и на практическую ценность месторождений слюды.

Вначале практическое применение получили крупно- и гигантокристаллические разновидности мусковита. Благодаря присущему всем слюдам свойству весьма совершенной спайности параллельно базопинакоиду из крупных кристаллов мусковита выкалывали очень тонкие, прозрачные, почти бесцветные и с ровной поверхностью пластинки, которые вставляли в окна и фонари. Сохранились сведения, что в XVII и XVIII веках годовой вывоз мусковита из России в зарубежные страны достигал порой 3—3,5 тысячи пудов. Однако в связи с усовершенствованием изготовления листового стекла спрос на слюду постепенно падал и к концу 19 столетия слюдяные промыслы почти замерли. Новый и обостренный интерес к крупнокристаллическим разновидностям слюд пробудился с быстрым развитием электротехнической и радиотехнической промышленности. Оказалось, что мусковит и флогопит являются лучшим электроизоляционным материалом, обладающим рядом ценнейших свойств, что делает слюды совершенно незаменимым материалом. Началось новое всестороннее изучение слюд, энергичные и широкие поиски и разведка новых месторождений. В первой половине XX в. месторождения крупнокристаллического мусковита и флогопита выдвинулись в ряд важнейших объектов в народном хозяйстве.

Применение крупнокристаллического мусковита и флогопита в современной технике обуславливается следующими их свойствами: 1) способностью благодаря спайности раскалываться на тончайшие ровные листки (вплоть до толщины всего в несколько микронов); 2) высокой механической прочностью и гибкостью даже очень тонких листов слюды; 3) исключительно высокими электроизоляционными свойствами (удельное сопротивление слюд достигает 10^{15-17} ом·см) и большой электрической прочностью²; 4) химической стойкостью и влагостойкостью; 5) термической стойкостью; мусковит сохраняет свои ценные качества при нагревании более чем до 800° С (термическая стойкость флогопита значительно ниже); 6) прозрачностью (и почти полной бесцветностью в тонких пластинках).

На практическую ценность слюды и ее важные свойства сильное влияние оказывают дефекты кристаллов, а также особенности их химического состава. Например, высокожелезистые флогопиты как

¹ Через высокожелезистые флогопиты имеет место изоморфный ряд, ведущий к самостоятельному минеральному виду — биотиту. В нем содержится совсем немного магния, а место этого элемента занимает железо. Биотит применяется в практике пока мало. Он используется в небольших количествах при изготовлении некоторых оптических приборов, а молотый биотит в особых случаях применяется для смазки механизмов.

² Полная характеристика электрических свойств слюд включает определение: электрического сопротивления (удельное и поверхностное), диэлектрических потерь, диэлектрической проницаемости, электрической прочности.

диэлектрики гораздо хуже по сравнению с высокомагнетизальными разновидностями; электроизоляционные свойства мусковита, содержащего большое количество трехвалентного железа (Слюдяногорское месторождение, Урал), значительно ниже, чем у обычных мусковитов.

Дефекты кристаллов. В слюдах очень часто наблюдаются разнообразные дефекты, обусловленные различными причинами.

Серия дефектов возникает иногда в кристаллах слюды в период их роста: 1) первичные включения кварца и полевых шпатов в мусковите и оливина, кальцита и некоторых других минералов в флогопите; 2) первичные (расположенные по зонам нарастания слюд) мельчайшие включения магнетита в мусковите и магнетита и мельчайших газово-жидких пузырьков в флогопите; 3) так называемая «задиристость», обнаруживаемая при расщеплении кристаллов слюды на тонкие пластинки; она обусловлена сложным взаимным срастанием нескольких кристаллов, росших совместно; 4) неоднородность сложения кристалла, вызванная порою разным химическим составом слюды в отдельных зонах нарастания; особенно резкая неоднородность в некоторых случаях создается наличием так называемой «микрзональности» — тончайших пленок посторонних веществ.

Особенно многочисленны и разнообразны бывают дефекты, появившиеся после возникновения кристаллов слюды:

1) дефекты, возникшие в результате пострудной деформации кристаллов, бывают двух типов: а) незакономерно ориентированные трещины, флексурообразные изгибы и складки; б) закономерно ориентированные деформации — прямолинейные трещины, проходящие параллельно базопинакоиду (направление главной, весьма совершенной спайности), и столь же прямолинейные трещины, плоскости которых рассекают кристаллы почти по нормальям к базопинакоиду, будучи параллельными граням пинакоида (010) и призмы. Часто наряду с такими поперечными трещинами по тем же направлениям возникают и мельчайшие флексурообразные перегибы, приводящие к образованию в слюде тонких рубцов и полых каналов. Эти деформации ориентированы вполне тождественно трещинам так называемых «фигур удара и давления», подробно описанным в учебной литературе. Ориентировка этих деформаций обусловлена резкой анизотропией сил связи между ионами в плоскости базопинакоида слюды. Пострудные трещины возникают в кристаллах слюд и по упоминавшимся микрзонам роста. Все дефекты этого типа в кристаллах слюд распространены очень широко. В таких случаях крупные кристаллы расчленены на отдельные мелкие блоки и для промышленности непригодны;

2) дефекты кристаллов, возникшие в результате пострудной деформации и последующего изменения вещества слюды вдоль нарушений сплошности кристаллов. Слюды содержат двухвалентное железо. Под влиянием реагентов, проникающих в глубь кристаллов из окружающей среды, некоторое количество железа окисляется, пе-

реходя в трехвалентное состояние; по условию компенсации электро-валентных связей часть железа оказывается при этом избыточной в структуре слюды и выделяется в форме магнетита, гематита или гидроокисей железа. Эти новые минералы железа осаждаются вдоль нарушений сплошности слюды, образуя мелкие тонкие пластинки, дендритовидные формы или своеобразные сетки. Часто вдоль нарушений сплошности кристаллов слюд образуются обильные мельчайшие газово-жидкие пузырьки. Все эти дефекты слюды также широко распространены. Они сильно снижают электроизоляционные свойства слюд и часто приводят к полной непригодности кристаллов;

3) дефекты кристаллов, возникшие вследствие развития метасоматическим способом внутри слюды серии других минералов. Например, внутри кристаллов мусковита образуются гранат, биотит, апатит, турмалин, силлиманит и некоторые другие минералы. Кристаллы этих минералов чаще всего бывают резко уплощенными в плоскостях пострудных трещин, развитых в слюде, или резко удлинненными вдоль упоминавшихся рубцов давления. Наличие таких дефектов сильно сокращает полезный объем однородных блоков слюды, а часто приводит и к возникновению дополнительных трещин, особенно интенсивно развитых в слюде вокруг всех этих минералов.

При оценке руд мусковита и флогопита ведущим признаком является размер кристаллов и их содержание в руде. При разведке, оценке и эксплуатации месторождения слюды характеризуются содержанием забойного сырца, промышленного сырца и колотой слюды.

З а б о й н ы м с ы р ц о м называют отделенные от пустой породы кристаллы слюды с площадью пластин не менее 4 см^2 ; содержание забойного сырца принято выражать в килограммах на кубический метр руды.

П р о м ы ш л е н н ы й с ы р е ц получают путем обработки и сортировки забойного сырца. По плоскостям спайности кристаллы слюды с обеих сторон скалывают и обнажают поверхности, лишенные каких-либо дефектов. При этом учитываются только кристаллы слюды, имеющие на плоскостях скола поверхности не менее 4 см^2 . Остальные кристаллы или их части отбрасываются (скрап). Содержание промышленного сырца определяется в процентах от веса забойного сырца. По площади обнаженной однородной поверхности промышленный сырец разделяют на три группы: I группа — кристаллы с обнаженной поверхностью более 100 см^2 , II группа — от 50 до 100 см^2 , III группа — от 4 до 50 см^2 .

Промышленный сырец поступает в дальнейшую обработку. Кристаллы слюды раскалывают по направлениям весьма совершенной спайности на пластинки толщиной от $0,1$ до 2 мм и с полезной

площадью (бездефектной) не меньше 4 см^2 . Так получают к о л о т у ю с л ю д у. По размеру пластин колотая слюда подразделяется на 8 номеров — сортов (табл. 2). При этом условились пользоваться прямоугольным стандартом¹. Размер пластин определяют по площади того прямоугольника (с соотношением длины его сторон не больше чем 3 : 1), который может быть вписан в контур бездефектной пластины. Выход колотой слюды выражают в процентах от веса забойного или промышленного сырца, а выход отдельных номеров — в процентах от общего веса колотой слюды.

Колотая слюда в зависимости от ее чистоты и волнистости разделяется еще на четыре сорта. Для полной характеристики ее всегда необходимо всестороннее испытание электроизоляционных свойств, а для флогопита, кроме того, определение твердости и термостойкости.

Общую оценку слюдоносных тел условились выражать так называемым показателем промышленной ценности, или балансовым показателем. Он включает характеристику как общего содержания слюды, так и ее распределения по номерам. Его размерность $\text{кг} \cdot \text{см}^2 / \text{м}^3$ и этот показатель получают суммированием произведений средней площади каждого номера слюды, разделенных

на содержание этого номера в кубометре жильной массы.

Для разных районов Советского Союза величина балансового показателя месторождений, требуемая для квалификации их руд по категориям балансовых запасов, различна и находится в зависимости от горно-экономических условий месторождений (освоенности территории, наличие путей сообщения, масштаб месторождений, сортность и стоимость слюды и другие факторы). В настоящее время эта величина колеблется в пределах $12-22 \text{ кг} \cdot \text{см}^2 / \text{м}^3$, а бортовые значения соответственно от 3 до $5 \text{ кг} / \text{м}^3$ (для рудных тел мощностью не менее 1 м). Однако балансовый показатель характеризует промыш-

Таблица 2

Сорта слюды по размерам пластин

Номер колотой слюды	Площадь прямоугольника, см^2	
	от—до	среднее
1	Более 150	—
2	90—150	—
3	65—90	—
4	40—65	—
5	20—40	30
6	10—20	15
7	6—10	8
8	4—6	5

¹ Следует подчеркнуть, что условный выбор прямоугольного стандарта при определении полезной площади пластин слюды явно неудачен. Он вошел в практику еще во времена применения слюды в окнах. Пластины слюды, выколотые из природных кристаллов, никогда не обладают прямоугольной формой. Прямоугольный стандарт как бы оправдывает большие отходы при обработке слюды. Сибирские геологи — знатоки технологии обработки и оценки слюды (В. А. Архангельский и др.) — уже давно предлагают стандарт с эллиптическим контуром. Однако внедрение этого вполне рационального усовершенствования, по-видимому, потребует еще дополнительного времени и сил.

ленную ценность слюды приближенно и в некоторых случаях приводит к существенным погрешностям в оценке месторождений. Поэтому заслуживает внимания пока первый опыт промышленной оценки Ковдорского флогопитового месторождения по выходу деловых подборов, квалифицированных по стандартным нормам характеристики размеров слюды.

Многие месторождения крупнокристаллических слюд являются комплексными. Например, в месторождениях крупнокристаллического мусковита обычно имеется и качественное керамическое сырье — полевые шпаты, кварц и сравнительно чистые кварц-полевошпатовые породы. Комплексная эксплуатация месторождений в нескольких случаях уже в настоящее время (а особенно в будущем) позволяет снизить минимальное значение показателя промышленной ценности по слюде.

Стоимость слюдяного сырья обуславливается двумя факторами: размерностью пластин и их качеством. Один килограмм кристаллов слюды небольших размеров (высоких номеров) и ординарного качества расценивается в единицы рублей. Килограмм кристаллов слюды тех же размеров, но высокого качества (так называемая радиодетальная слюда) — в десяток раз дороже. С увеличением размера кристаллов слюды быстро возрастает их цена. Крупные и особенно высококачественные кристаллы мусковита — уникальные кристаллы — стоят в сотни раз дороже.

С конца 20-х годов нашего столетия практическое применение получили особые продукты изменения флогопита и биотита в коре выветривания — так называемые вермикулиты. Образование этого минерала происходит следующим путем. Под влиянием экзогенных растворов из состава слюд удаляется большая часть ионов щелочных металлов, расположенных в кристаллических структурах слюд в пространстве между алюмо-кремниво-кислородными пакетами. Взамен их в эти пространства входят ионы магния, железа, кальция и компоненты воды. Общее содержание воды в вермикулитах иногда достигает 20%. Это изменение сопровождается раздвижением алюмо-кремниевых пакетов с увеличением параметра ячейки структуры по оси «С» почти в полтора раза.

Кристаллохимическая формула наиболее совершенно сформированного вермикулита может быть написана следующим образом: вермикулит — $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}(\text{OH})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10}]$.

Однако вермикулиты такого состава в природе встречаются редко. Обычно в месторождениях имеется целый ряд минералов, представляющих промежуточные продукты изменения слюд в вермикулиты — так называемые гидрослюды. В них, чаще всего с определенной периодизацией, чередуются слои со слюдяным и вермикулитовым мотивом кристаллической структуры. Все это, вместе взятое, определяет большое непостоянство химических и минеральных составов тех руд, которые в геологоразведочной и горной практике получили общее сводное наименование вермикулиты. Поэтому руды каждого нового месторождения для своей промышленной характеристики

требуют особенно точного и всестороннего исследования. Вермикулитовые руды относительно легко поддаются обогащению, что обеспечивает получение необходимых кондиций.

Свойства вермикулитов коренным образом отличаются от свойств слюд. Практическое применение их обусловлено двумя особенностями. Во-первых, при прокаливании вермикулиты, теряя воду вспучиваются, распухают, увеличивая свой объем даже в 20—25 раз¹. Получается очень легкий, вполне термостойкий материал с высокими звуко-, теплоизоляционными и огнестойкими свойствами, что придает ему большую ценность как строительному материалу. Во-вторых вермикулит обладает способностью к катионному обмену, весьма ценной при применении этого минерала в сельском хозяйстве для улучшения качества почвы, а также и в ряде отраслей промышленного производства. Обе эти особенности вермикулитов не определяются размерностью кристаллов. В отличие от слюд здесь не требуются крупные кристаллы, в дело идут все мелкокристаллические и чешуйчатые разновидности вермикулитов. Поэтому ценные вермикулитовые руды накапливаются в коре выветривания не только месторождений крупнокристаллических слюд, но и вообще самых разнообразных горных пород, богатых чешуйчатыми разновидностями слюд. Этим и объясняется их широкое распространение.

Качество вермикулитового сырья характеризуется двумя особенностями: 1) объемным весом прокаленного вермикулита. Этот показатель имеет размерность $кг/м^3$; 2) размерами кристаллов и чешуек вермикулита после первичного размалывания руды (в миллиметрах и долях миллиметров).

Стоимость вермикулита в настоящее время быстро снижается. Пока она составляет примерно около 40 руб. за кубометр обожженного сырья.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Главным потребителем мусковита (более 90 % всей добычи качественного сырья) являются электротехнические, радио- и телевизионные предприятия. В эти отрасли промышленности слюда поступает в виде нескольких различных полуфабрикатов: 1) слюдяных подборов (пластинки слюды определенного качества и размеров); 2) конденсаторной и радиодетальной слюды (высококачественной, определенных размеров и формы); 3) крупных пластин особого назначения; 4) щипаной слюды (тонкие листы слюды толщиной в 10—30 $мк$ и определенных размеров). Флогопит применяется только для производства щипаной слюды. Из щипаной слюды (мусковит и флогопит) изготавливают разнообразные миканиты, представляющие собой материалы, составленные из склеенной смолами, шеллаками или лаками щипаной слюды. В зависимости от способа изготовления

¹ Гидрослюды распухают значительно меньше (в 5—10 раз).

миканиты характеризуются разными механическими и электроизоляционными свойствами. Различают следующие марки миканитов: 1) микафоллий, являющийся разновидностью миканита с добавкой бумаги (не более 16—24% в разных сортах); 2) микалент, представляющий собой миканит, обклеенный с обеих сторон бумагой; 3) микалекс, состоящий из молотой слюды, склеенной стеклом особого состава; 4) слюдопласт — приготовленные особым способом крупные листы, состоящие из мельчайших чешуек слюды без каких-либо дополнительных веществ.

При обработке промышленного сырца на слюдофабриках образуется большое количество отходов (скрап), которые идут в помол; молотая слюда используется при изготовлении мягких кровельных материалов, обоев, красок, бумаги и прочих изделий в качестве огнестойкой, водонепроницаемой и декоративной примесей.

Мировая добыча сортового мусковита и флогопита 50—60 тыс. *т* в год (без стран социалистического лагеря)¹. Главным поставщиком мусковита (более 75% всей добычи сортового мусковита) является Индия, располагающая рядом ценных месторождений. Относительно много мусковита добывается в Бразилии. Небольшие месторождения слюды разрабатываются в США, Канаде, Аргентине, Южной Африке, Австралии и некоторых других странах. Флогопит поставляют месторождения Малагасийской Республики (основная добыча), Канады и некоторых других стран. Советский Союз занимает первое место в мире по запасам слюды и одно из первых — по добыче.

Уже длительное время в разных странах ведутся опыты по синтезу промышленно ценного фторфлогопита. По некоторым свойствам синтетический флогопит превосходит природный, однако полная замена природного флогопита синтетическим едва ли произойдет, так как стоимость синтетического флогопита выше стоимости природного.

Ежегодное мировое производство вермикулита (без стран социалистического лагеря) составляет более 300 тыс. *т*. Главная добыча его производится из месторождений США и Южной Африки.

Вермикулит довольно широко используется в промышленности, особенно в США. Согласно сводке, составленной В. И. Терновым, он применяется в различных отраслях (табл. 3).

Кроме того, в некоторых странах (США, ФРГ, Япония, Южно-Африканская Республика и др.) вермикулит употребляется при изготовлении бетона, а также используется в сельском хозяйстве.

В Советском Союзе вермикулитовые месторождения известны давно и частично эксплуатировались еще в 30-х годах (Булдымское, Урал). Однако добыча его едва превышает 10 тыс. *т*. Выявление новых крупных месторождений началось, по существу, с конца 50-х годов. К настоящему времени (1966 г.) открыто несколько круп-

¹ Кроме этого, добывается вдвое большее количество скрапа.

Применение вермикулита в зависимости от размера чешуек

Размер чешуек, мм	Области применения
6—0,8	Для изоляции помещений, в холодильниках, глушителях, для получения штукатурки, термоизолирующей обшивки труб и котлов
0,8—0,4	Для термоизоляции в самолетах, автомобилях, вагонах и холодильниках, в огнетушителях, для изготовления фильтров
0,4—0,13	Для изготовления лепоплиумов, различных обшивок, диэлектрических коммутационных досок
0,13—0,074	Входят в состав жировой смазки, резиновых изделий, пластмасс
Менее 0,074	Используются в набивке обоев, в красках, огнеупорных картонах

ных месторождений (Ковдорское, Потанинское и др.), но необходимы дружные усилия геологов, горняков и технологов для того, чтобы и у нас в стране этот ценный вид минерального сырья получил должное применение.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все крупнокристаллические промышленно ценные слюды являются продуктами типичных высокотемпературных гидротермально-метасоматических процессов, протекавших в условиях значительных глубин. Эти процессы проявились в различных геологических условиях и в разных по химизму средах. Различие в химическом составе сред минералообразования вызывало в одних случаях возникновение мусковита, а в других — флогопита или биотита.

По геологическим условиям образования выделяют несколько типов слюдяных месторождений.

1. Слюдоносные тела гранитных пегматитов являются единственным источником качественного крупнокристаллического мусковита. Эти пегматиты сложены в основном разнообразными кварц-полевошпатовыми породами, для которых типична гигантозернистость и ряд особых структур.

Размеры пегматитовых тел колеблются от единиц до многих сотен метров по длине и от долей метра до многих десятков метров по мощности. Форма их весьма разнообразна: это плитчатые, линзовидные тела, подобные неправильным штокам, иногда гребневидные,

с редкими или обильными апофизами {(в последнем случае пегматит напоминает ствол дерева со множеством отходящих ветвей).

Все крупные месторождения этого типа имеют докембрийский (архейский и протерозойский) возраст, располагаются в пределах щитов и платформ и залегают в толщах глубоко метаморфизованных горных пород — кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов, т. е. в комплексах, которые, по Д. С. Коржинскому, формировались в условиях амфиболитовой стадии метаморфизма. Слюдоносные пегматиты группируются в так называемые пегматитовые поля, протягивающиеся иногда на десятки километров, а эти поля, в свою очередь, объединяются в пегматитовые провинции и пояса протяженностью многие десятки и даже сотни километров. Важно подчеркнуть, что на пегматитовых полях пегматиты не встречаются в одиночку, а группируются в серии тел; при этом они или тесно сближены (свиты сближенных жил), или часто соединены друг с другом апофизами, или располагаются на некотором (порой на значительном) расстоянии и соединяются между собой тонкими проводниками. Такая группировка пегматитовых тел типична и по площади и на глубину.

Текстуры пегматитовых тел очень разнообразны, что вызвано особенностями в размещении внутри пегматита горных пород с различной крупностью зерна, различной структурой и разным минеральным составом. Наиболее распространенные типы текстур схематически изображены на рис. 11. Текстура пегматитов зависит от формы тел. Соотношения между разнообразными горными породами, слагающими пегматиты, свидетельствуют, что породы эти возникли путем длительной перекристаллизации исходных гранитов или гранит-аплитов. Это подтверждается наличием внутри пегматитовых тел реликтов исходных пород. Изменение и преобразование исходных пород происходили вдоль систем пор и тончайших трещин, в которые проникали постмагматические растворы. Образовывалась среда, необходимая для местного перемещения минеральных веществ, возникавших при перекристаллизации. Растворимость кварца и полевых шпатов была различной, как различны были и скорости перемещения составных компонентов этих минералов в инфильтрующих растворах. В результате помимо общего укрупнения минеральных зерен происходила и их пространственная (метаморфическая) дифференциация вплоть до полного обособления масс сливного кварца и почти чисто полевошпатовых зон вокруг них. Все эти явления изменения горных пород и формировали текстуры пегматитовых тел. Следовательно, тип текстуры сильно зависел от распределения в пегматитах зон повышенной пористости и трещиноватости, а последняя создавалась под влиянием внутриминерализационной тектоники. В разных случаях эта тектоника была различной, поэтому в пегматитах совершенно одинаковой формы часто возникали различные текстуры (см. рис. 11).

Крунокристаллические слюды в пегматитах бывают трех генераций.

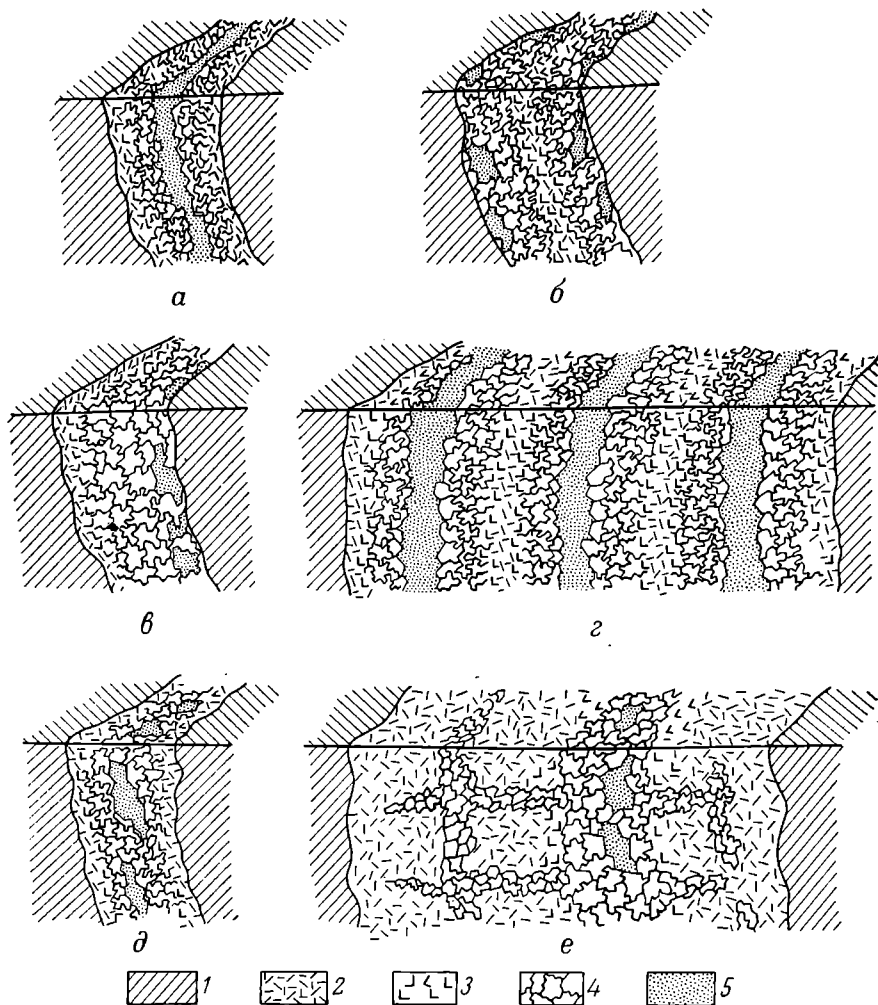


Рис. 11. Типы текстур пегматитовых тел

а — правильно-зональная; б — обратно-зональная; в — асимметрично-зональная; г — поли-
 зональная; д — участково-зональная; е — ячейисто-зональная
 1 — боковые породы; 2 — мелко- и среднезернистые породы; 3 — письменный гранит; 4 —
 гигантокристаллические породы пегматонидной структуры; 5 — сливной кварц

1. Так называемый кварц-мусковитовый комплекс, возникающий в результате гидролиза полевых шпатов (по Д. С. Коржинскому и Н. В. Петровской). Полевые шпаты под влиянием растворов разлагались на слюду и кварц, эти два минерала разрастались совместно, что привело к тесному их срастанию (и прора-
 станию).

2. Крупные кристаллы слюды, выросшие путем замещения полевых шпатов и кварца. В отличие от слюды первой генерации кварц при этом не образуется, а растворяется, замещается. Кристаллы слюды этой генерации встречаются во всех разновидностях горных пород, составляющих пегматитовые тела (по В. Д. Никитину). Однако наиболее часто крупные кристаллы находятся в гигантокристаллических породах с так называемой пегматоидной структурой. Вот почему среди геологов-практиков к слюде этой генерации еще

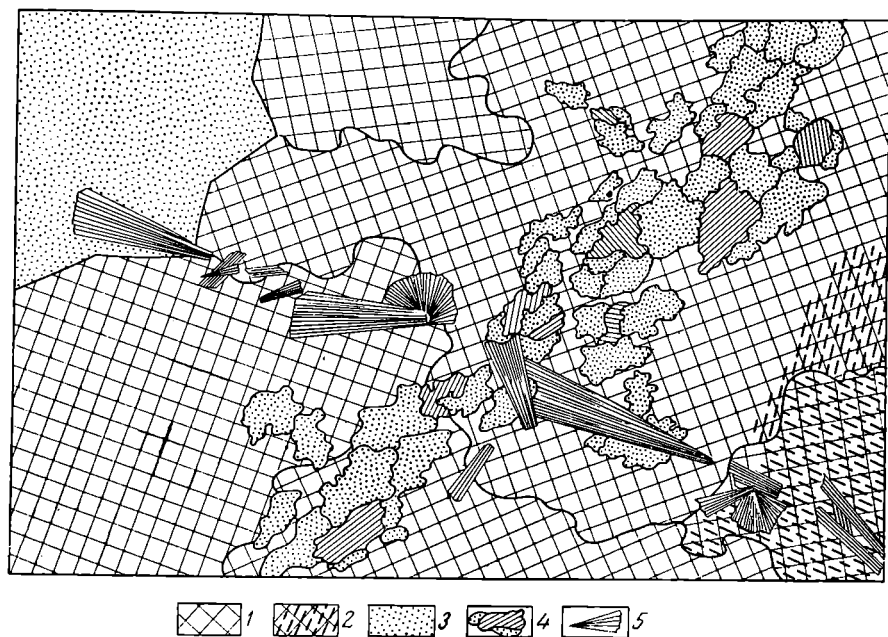


Рис. 12. Кристаллы мусковита второй генерации расположены вдоль трещины, пересекающей различные породы пегматита
1 — крупнокристаллические обособления полевых шпатов; 2 — письменный гранит; 3 — кварц; 4 — кварц-мусковитовый комплекс; 5 — кристаллы мусковита

применяется термин «пегматоидная слюда», хотя он и ошибочен. Метасоматический способ образования слюды этой генерации устанавливается по ряду признаков. Внутри кристаллов слюды часто встречаются реликты тех пород пегматита, внутри которых она развита. Кристаллы иногда расположены цепочкой, обрисовывая направление системы волосных трещин и зон повышенной пористости — путей проникновения метасоматирующих растворов (рис. 12). Такие цепочки часто прослеживаются на значительные расстояния, пересекая разнообразные породы пегматитовых тел. Форма кристаллов слюды бывает самой разнообразной (рис. 13) и зависит от особенностей сложения пород, замещаемых слюдой.

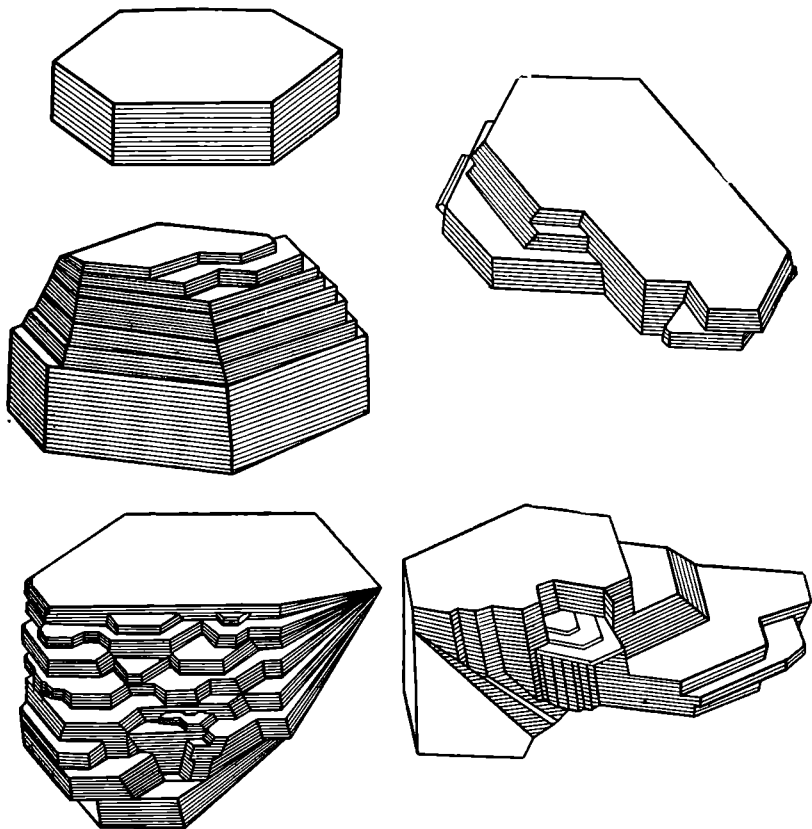


Рис. 13. Кристаллы мусковита второй генерации


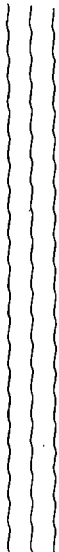
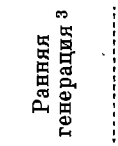
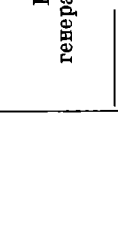
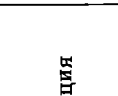
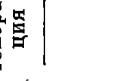
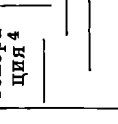
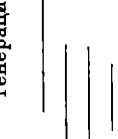
3. Крупные, но тонколистоватые кристаллы, метасоматически развитые вдоль линейных трещин (чаще биотит, чем мусковит).

Количество слюды той или иной генерации в разных пегматитах бывает различно. Это зависит от состава преобладающего в пегматите полевого шпата, особенностей горных пород, вмещающих пегматитовые тела, и ряда других факторов. Главную промышленную ценность составляют слюды двух первых генераций.

Распределение крупнокристаллических слюд в телах пегматитов очень разнообразно. Основную роль при этом играла внутриминерализационная трещиноватость, послужившая путями для проникновения метасоматировавших растворов. Трещиноватость, в свою очередь, зависела от специфичности проявления внутриминерализационной тектоники. Существенное значение имели особенности текстур пегматитовых тел. Трещиноватость, возникавшая в пегматитах в период слюдообразования, часто по своему положению почти

Схема общей последовательности течения процесса формирования пегматитов

Полная кристаллизация магмы		Видоизменение первичных пород пегматитовых тел	
Главные факторы, вызывающие процессы	Падение температуры	850—700° C	Влияние на твердые породы жил пульсирующих постмагматических растворов, проникающих в жилы по трещиноватым зонам в условиях изменяющихся температур, давления и концентрации компонентов в растворах. В небольшой степени влияние межгранулярных растворов, оставшихся после кристаллизации расплава
Характер взаимодействия между растворами и породами пегматита 1			
	Надкритические растворы	Водные растворы	
	$\overline{\text{Na}^+} \mid \overline{\text{K}} \text{ Na}, \overline{\text{OH}^+} \mid \overline{\text{K}} \overline{\text{Na}^+} \mid \overline{\text{K}} \text{ Na}, \overline{\text{OH}^+} \mid \overline{\text{K}} \text{ Si}$	$\overline{\text{K}} \text{ Na}, \overline{\text{OH}^+} \mid \overline{\text{K}} \text{ Na}, \overline{\text{OH}^+} \mid \overline{\text{K}} \text{ Si}$ B, P	Fe, Mg, Mn Ti, TR, Cu ⁺ $\overline{\text{K}}$, Na Редкие металлы, P, S, CO ₂
Главные стадии процесса	I Магматическая кристаллизация	II Существенная перекристаллизация мелкозернистых магматических пород жилы	III Метасоматоз
	Образование зернистых магматических гранитов	Образование пегматитовых пород сегрегационных	Образование пород пегматитовой структуры
Характерные периоды процесса			
	Образование зернистых магматических гранитов	Образование преимущественно соединений B, P, соединений	Образование преимущественно соединений B, P, соединений

Минералы	рых или аплитовых пород	гранитов	дионной структуры	туры, зон и гнезд мономинеральных полевых шпатов и кварца	ОН и легких металлов	тяжелых и редких металлов
Микроклин Плагиоклаз Кварц						
Слюды ² Турмалин Апатит Гранат Редкие минералы Окислы железа Сульфиды	Ранняя генерация ³ 	Ранняя генерация 	I генерация 		II генерация 	Альбит III генерация ⁴  Поздние генерации ⁵ 

↑ Привнос.

→ Вынос.

== Период образования минералов путем кристаллизации из расплава и раствора.

— Период образования минерала путем перекристаллизации.

— Период кристаллизации минерала метасоматическим путем.

¹ Характер взаимоотношения зависит от состава подстилающих жилу пород и пермитажа (Никитин, 1952; 1955).

² Состав слюды зависит от химических особенностей подстилающих жилу пород (Никитин, 1953).

³ Ранняя генерация мелкокристаллических и чешуйчатых слюд.

⁴ Чаще биогит, чем мусковит.

⁵ Поздние генерации мелкокристаллических и чешуйчатых слюд (милбертит, серицит).

...с зонами повышенной пористости пегматитовых пород, имевшейся в период формирования текстур пегматитовых тел. Встречаются пегматиты с более или менее равномерным ослюдением, с приуроченностью его к висячим или лежащим контактам или только к определенным зонам, с гнездовым и столбовым распределением слюды. Столь же многообразным бывает ослюдение и на глубину тел.

После образования крупнокристаллических слюд в пегматитах происходили новые процессы минералообразования: метасоматическим путем возникали гранаты, турмалин, апатит, разнообразные редкометалльные минералы, сульфиды, развивались процессы альбитизации, жильбертитизации, серицитизации. Образованию каждого из этих минералов предшествовала внутриминерализационная трещинная тектоника, которая влияла и на крупные кристаллы слюды, вызывая возникновение в них различных дефектов. Вот почему в пегматитах с заметным количеством всех перечисленных минералов не может находиться качественная слюда.

Общая последовательность развития процесса образования слюдоносных пегматитов приведена на схеме табл. 4. Процесс проходил, очевидно, следующим образом.

Образование слюдоносных пегматитов происходило путем перекристаллизации и метасоматического изменения жильных тел исходных магматических горных пород под влиянием поднимавшихся с глубин постмагматических растворов. Пульсация этих растворов в сильнейшей степени зависела от внутрирудной дизъюнктивной тектоники. Минерализующие постмагматические растворы просачивались не только по узко локализованным зонам — корням пегматитовых жил; в известных случаях они проникали и по тонким трещинам во вмещающих горных породах, образуя сеть минерализованных швов. Пегматитовые тела являлись наиболее активными литолого-структурными «ловушками» для растворов.

Минеральный состав пегматитовых тел сильно зависит от состава вмещающих и подстилающих горных пород (особенно отчетливо такая зависимость видна в карельских пегматитах).

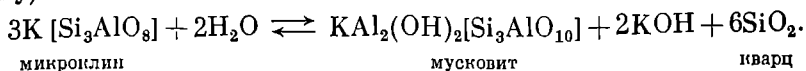
Движение растворов, поднимавшихся с глубины, создавало предпосылки для формирования вертикальной зональности пегматитовых тел. Тип этой зональности зависел от состава подстилающих горных пород.

Приведенная гипотеза генезиса слюдоносных пегматитов позволила разрешить ряд вопросов, важных для практики геологоразведочного дела.

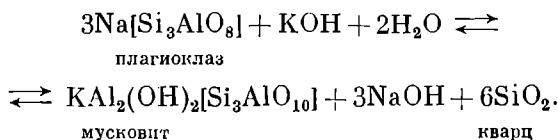
Во-первых, она ориентировала распространение поисково-разведочных работ на глубокие горизонты пегматитовых тел и месторождений в целом. Раньше долгое время считалось, что ослюдение (и редкометалльное оруденение) может быть встречено только в горах, в верхних частях жил.

Во-вторых, просто и объективно была расшифрована закономерная зависимость типа слюдообразования от состава горных пород,

подстилающих жилы. Смысл этого влияния легко понять, рассматривая ход реакции, приводящей к образованию слюды (по Д. С. Коржинскому).



По закону действующих масс реакция пойдет слева направо (с возникновением мусковита) только в том случае, если растворимые соединения калия будут удаляться из раствора. Часть этих соединений поглотится при гидролизе плагиоклаза.



Однако в составе плагиоклаза, как известно, всегда есть доля калия (изоморфно замещающего натрий), поэтому поглощение калия из растворов будет только частичным. Сохранение в растворах высокой концентрации калия затормозит реакцию гидролиза полевых шпатов, слюда не будет накапливаться. Следовательно, в воздействующих на пегматиты растворах концентрация калия должна быть минимальной. На пути движения растворов в горных породах, подстилающих жилы, не должно содержаться минералов, могущих отдать свой калий медленно инфилирующимся растворам. В горных породах, развитых в слюдоносных провинциях, таким минералом является микроклин, поэтому пегматитовые тела должны подстилаться разнообразными плагиогнейсами и сланцами, не содержащими микроклина¹. Если в этих породах находилось большое количество магнезиально-железистых компонентов (например, роговой обманки), то проходящие растворы насыщались магнием и железом, в вышележащих пегматитах образовывался не мусковит, а биотит. Залегать же пегматиты могут в любых горных породах. Рассмотренная зависимость за последние 15 лет обстоятельно проверена в практике геологоразведочных работ в Северной Карелии.

Наконец, в-третьих, гипотеза по-другому и более достоверно позволяет расшифровать всю структуру рудного поля, выдвигая на первый план роль внутриминерализационной трещинной тектоники, наложенной и на пегматиты и на все рудное поле в целом.

Однако многие ученые придерживаются гипотезы о возникновении пегматитов путем фракционной кристаллизации особой, так называемой «пегматитовой магмы». Крупнокристаллические слюды, по их мнению, являются продуктами прямой кристаллизации такой магмы.

¹ Особенно благоприятны плагиогнейсы и сланцы с дистеном. Дистен поглощает из раствора калий, превращаясь в мусковит.

В известной мере спорно суждение о механизме образования самих тел первичных гранитов и гранит-аплитов, позднее превращенных в пегматит. Имеющиеся в настоящее время факты, характеризующие околожильную деформацию вмещающих пород, показывают, что эти гранитные тела явно инъекционные. Они заполняют трещины сколов, сбросов-сдвигов, порожденные допегматитовой дизъюнктивной тектоникой, наложенной на готовые, уже вполне сформированные складчатые сооружения метаморфических горных пород. Главный прогрессивный метаморфизм этих горных пород был закончен задолго до инъекции первичного материала пегматитовых тел (В. Д. Никитин, А. В. Скропышев, П. П. Боровиков, Ю. Е. Рыцк и др.). Например, в Северной Карелии эпоха внедрения этого материала отделена от эпохи проявления общего регионального метаморфизма вмещающих пород периодом образования даек основных магматических горных пород. Дайки пересекают складчатый комплекс метаморфических пород и, в свою очередь, пересекаются телами пегматитов. Особенности складчатой структуры метаморфических комплексов и специфика литологического состава разных слоев этих комплексов создали ту общую физическую анизотропию вмещающих пород, которая определенным образом отразилась на типе проявления наложенной на этот анизотропный комплекс допегматитовой дизъюнктивной тектоники. Именно этой анизотропией было вызвано и большое разнообразие форм пегматитовых тел, их межпластовое или секущее положение.

Постмагматические растворы, вызывавшие изменение исходного инъекционного материала в собственно пегматиты и их метасоматическую минерализацию по локальным зонам повышенной трещиноватости и пористости, вызывали ряд изменений и во вмещающих породах. Эти изменения накладывались на ранее сформированный комплекс регионально метаморфических пород. Однако некоторые ученые защищают идею о синхронности в возникновении пегматитов и проявлении складкообразовательных движений во вмещающих породах, об образовании пегматитов в период общего регионального ультраметаморфизма этих пород.

2. С л ю д о н о с н ы е м а г м а т и ч е с к и е к о м п л е к с ы у л ь т р а о с н о в н ы х — щ е л о ч н ы х г о р н ы х п о р о д включают многочисленные и очень крупные месторождения флогопита, открытые и частично разведанные за последнее десятилетие.

Массивы, сложенные магматическими комплексами ультраосновных — щелочных горных пород, принадлежат к типу так называемых центральных интрузий, образование которых характерно для платформ и щитов. Они группируются вдоль разломов глубокого заложения, пересекающих платформы. Массивы этих горных пород возникали и в более молодые геологические эпохи по сравнению с описанными мусковитоносными гранитными пегматитами. Например, многочисленные массивы, известные в Кольско-Карельском районе, возникли в результате каледонского цикла магматической деятельности. Более двух десятков массивов, развитых по северной

периферии Сибирской платформы, имеют возраст, отвечающий верхней перми — нижнему триасу. В других районах мира известны и еще более молодые комплексы.

Большая часть массивов обладает формой неправильных труб или воронок, уходящих на глубину. Размеры их очень различны. Некоторые массивы огромны и обнажены на земной поверхности на площади, превышающей 2000 км² (например, Гулинский массив). Однако в большинстве случаев площадь их несколько квадратных километров, а иногда только доли квадратного километра.

Вне зависимости от размеров массивов им присуща единая общая особенность: они формировались в течение нескольких повторных фаз интрузивной и метасоматической деятельности и обладают очень сложным внутренним строением.

Характерной особенностью предыдущего генетического типа слюдяных месторождений — гранитных пегматитов, как было показано выше, является формирование в динамической обстановке трещинной тектоники и пульсации постмагматических растворов. Во втором генетическом типе месторождений — массивах ультраосновных щелочных комплексов — та же динамика условий образований проявлена еще более сильно и энергично.

При формировании массивов деятельность самого интрузивного аппарата неоднократно возобновлялась; в некоторых массивах констатировано до 5—7 фаз интрузий. Каждой из этих фаз предшествовали проявления активной дизъюнктивной тектоники, что привело к сильной трещиноватости, порой брекчированию, повышенной пористости. Эти тектонические подвижки сопровождали акты интрузии магматического материала и продолжались в периоды подъема с глубин постмагматических растворов, шедших вслед за каждой интрузивной фазой.

Все это, вместе взятое, создавало условия, крайне благоприятные для широчайшего развития в породах всего комплекса процессов перекристаллизации, метасоматоза и биметасоматических реакций, охватывавших (в той или иной мере) почти все массивы и окружающие их породы (фенитизация пород).

Главной особенностью химического состава сред минералообразования внутри массивов является высокая концентрация железомagneзиальных компонентов (оливины, пироксены) — с одной стороны и глинозема и щелочей (мелилит, нефелин и др.) — с другой. Создавались условия, благоприятные для образования железо-магнезиальной слюды — флогопита.

Физико-химическая обстановка метасоматических процессов во времени много раз изменялась в связи с постепенным охлаждением интрузивных масс. При поступлении новых порций магматического материала среды минералообразования вновь разогревались. Происходило последовательное изменение составов постмагматических растворов, поднимавшихся с глубин вслед за актами интрузий. Благодаря всем этим причинам в массивах в течение нескольких периодов образовывались одни и те же минералы. Наличие множества

генераций минералов — типичная черта массивов; так, например, флогопита насчитывается почти два десятка генераций.

Динамичность весьма активной пульсации растворов, вызывавших явления перекристаллизации горных пород и развитие в них всей серии метасоматических минералов, объективно подтверждается соответствующей сменой минеральных парагенезисов и зональным строением кристаллов минералов. Особенно эффектная зональность обнаружена в кристаллах флогопита.

Месторождения этого типа комплексные. Помимо флогопита, в массивах встречаются руды редких металлов, железа и др. В последнее время массивы усиленно изучаются многими исследователями. Однако некоторые вопросы о природе месторождений остаются еще спорными и не вполне разрешенными.

Во всех массивах бесспорно устанавливается одна и та же последовательность в возникновении главных разновидностей горных пород. Наиболее ранними являются ультраосновные породы — оливиниты, дуниты, перидотиты. Затем следуют субщелочные ультраосновные породы — биотитовые пироксениты и перидотиты. После этого возникали богатые известью ультраосновные-щелочные породы — разнообразные мелилитовые породы. Еще позднее образовывалась серия ультраосновных-щелочных пород типа мельтейгитов, шонкинитов, нефелиновых перидотитов, ийолитов, ийолит-мельтейгитов и др. Затем следуют разнообразные полевошпатовые щелочные породы — нефелиновые и щелочные сиениты, тингуаиты и др. Еще позднее формировались карбонатиты.

Внутри массивов все эти горные породы распределены, грубо подчиняясь концентрическому рисунку с оливиновыми породами в ядерной части и щелочными по краям.

Распределение флогопита в массивах крайне неравномерно. Слюда в форме отдельных некрупных кристаллов разных генераций рассеяна в массе различных горных пород. Реже кристаллы ее образуют гнезда, линзы и прожилки.

Крупные промышленно ценные кристаллы флогопита находятся только в горных породах, обладающих крупно- и гигантокристаллической структурой. Наиболее мощные скопления флогопита установлены в существенно оливиновых и пироксеновых породах или в мелилитовых. Вообще, они явно тяготеют к области соприкосновения высокожелезисто-магнезиальных пород с щелочными.

В зонах повышенной концентрации крупных кристаллов флогопита имеется несколько типов оруденения: 1) крупные зоны со сплошным ослюдением; 2) серии флогопитовых жил и прожилков; 3) неравномерная вкрапленность и рассеянные гнезда.

Размеры кристаллов варьируют от десятка и нескольких десятков сантиметров в поперечнике до кристаллов-гигантов в несколько метров величиной, развитых в мощных зонах сплошного ослюдения.

Размеры и форма участков с промышленным ослюдением также разнообразны. В связи с трубчатой или воронкообразной формой

массивов внутрирудная трещиноватость развивалась в них концентрически. Поэтому распределение в массивах интрузивных пород мощных зон метасоматического изменения горных пород, в том числе и флогопитоносных зон, подчиняется в основном тому же кольцевому или неполнокольцевому рисунку. В ряде случаев участки изометричны или неправильны, формы эти сохраняются и на глубине. Размеры участков варьируют от нескольких десятков до многих сотен метров (даже единиц километров).

Содержание промышленно ценного флогопита в рудах самое различное: от десятков и сотен килограммов в кубическом метре руды и до сплошных слюдяных масс.

Качество слюды в этих месторождениях относительно невысокое. В кристаллах часто имеются дефекты. Уже отмечалось, что формирование месторождений происходило в обстановке очень динамичной дизъюнктивной тектоники. С этим связано возникновение многочисленных пузырьковых включений, приуроченных к определенным зонам нарастания кристаллов, и особенно образование пострудных дефектов (рубцы давления с массой мельчайших пузырьков; места пересечений таких рубцов особенно податливы электрическим пробоям). Вследствие этого при переработке флогопита на слюдофабриках выход деловых подборов получается ниже, чем из слюды месторождений иного генетического типа; значительная доля флогопита идет в скрап.

Запасы флогопита в некоторых массивах огромны.

3. С л ю д о н о с н ы е к о м п л е к с ы м е т а м о р ф и ч е с к и х в ы с о к о м а г н е з и а л ь н ы х г о р н ы х п о р о д , и н т р у д и р о в а н н ы х г р а н и т о и д а м и , в м е щ а ю т м е с т о р о ж д е н и я в ы с о к о к а ч е с т в е н н о г о ф л о г о п и т а . П о э т о м у о н и и м е ю т о с о б о е з н а ч е н и е д л я с л ю д о д о б ы в а ю щ е й п р о м ы ш л е н н о с т и , н е с м о т р я н а т о , ч т о р а з м е р ы э т и х м е с т о р о ж д е н и й н е с р а в н и м о м е н ь ш е , ч е м т о л ь к о ч т о о п и с а н н ы х .

Большая часть месторождений расположена в глубоко метаморфизованных (первичноосадочных) породах докембрийского возраста. Комплексы этих метаморфических горных пород представляют переслаивание кварцитов, разнообразных гнейсов, кристаллических сланцев, метаморфизованных известняков и доломитов, разнообразных пироксеновых и амфиболовых пород. Эти породы собраны в складки и прорваны целой серией тел аляскитовых гранитов, монзонитов и пегматитов. Под влиянием постмагматических растворов развивались процессы биметасоматического обмена химическими компонентами между метаморфическими и интрузивными породами, процессы перекристаллизации пород, а также происходил целый ряд типично метасоматических явлений. Флогопитовые месторождения приурочены к тем участкам, в которых метасоматирующие растворы были наложены на породы, богатые железом-магнезиевыми компонентами. Поэтому комплекс метаморфических пород расчленяют, выделяя в нем соответствующие продуктивные слои, продуктивные пачки (метаморфизованные доломиты, диопсидовые породы и др.).

Проникновение постмагматических растворов осуществлялось по зонам повышенной трещиноватости, пористости пород. Эти зоны создавались под влиянием дорудной и внутрирудной дизъюнктивной тектоники, но в этом типе минерализации процесс проходил спокойнее, поэтому и кристаллы флогопита содержат гораздо меньше дефектов, они высококачественны.

Замечено, что в ряде случаев наиболее интенсивная флогопитовая минерализация бывает приуроченной к сводовым частям складок.

Постмагматические растворы приносят в среду минералообразования ряд дополнительных компонентов: фтор, фосфор, порой редкие элементы и др. Благодаря этому в составе флогопита часто имеются изоморфные примеси фтора, а в парагенезисе с флогопитом нередко находят скаполит, апатит, кальцит, иногда некоторое количество редкометаллических минералов и др.

Особенности сред минералообразования в месторождениях изменялись во времени и зависели от вариаций составов пород, в которых развивались процессы изменения. Инфильтрация реагирующих растворов в глубь пород по системе пор, различная растворимость и разная подвижность компонентов в растворах приводили к разнообразию минеральных парагенезисов, возникших в разных частях и участках месторождений. Широкое распространение получило зональное распределение парагенезисов (метасоматические колонки, по Д. С. Коржинскому).

Распределение флогопита в породах бывает самым различным и зависит от особенностей внутрирудной трещиноватости и пористости пород, а также от особенностей функционирования растворов. Распространены следующие типы оруденения:

- 1) крупные зоны с вкрапленностью отдельных кристаллов и гнезд слюды, развитые в силикатных и карбонатных высокомагнезиальных породах (диопсидовых, диопсид-скаполитовых, метаморфизованных доломитов и др.);

- 2) совокупности лестничных жил флогопита в тех же породах;

- 3) одиночные крупные жилы флогопита или хорошо дифференцированные (зональные) кальцит-флогопит-диопсидовые жилы;

- 4) мелкие зоны и прожилки;

- 5) оторочки флогопита, развитые в зальбандах пегматитовых и гранитных тел.

Главную промышленную ценность составляют первые три типа оруденения.

Размеры рудных тел и рудных участков различны. Отдельные флогопитовые и флогопит-диопсид-кальцитовые жилы достигают иногда 130—150 м по длине и 1,5 м по мощности.

Содержание флогопита в рудах зависит от типа оруденения. Во вкрапленных рудах оно составляет первый десяток килограммов на 1 м³, а в слюдяных жилах несколько (а порой и много) сотен килограммов.

✓ К этому генетическому типу принадлежат месторождения алданской группы, Слюдянка (в Иркутской области), месторождения Канады и о. Мадагаскар.

Месторождения считаются крупными, если запасы флогопита в них составляют 5—10 тыс. т.

4. Промышленные скопления вермикулита являются типичными образованиями коры выветривания горных пород, богатых железо-магнезиальными слюдами.

По-видимому, небольшие скопления вермикулита образовались в некоторых случаях под воздействием низкотемпературных гидротерм на биотиты и флогопиты. Однако пока практического значения они не имеют и здесь не рассматриваются.

В зависимости от вида коренных горных пород, подвергавшихся выветриванию, П. П. Боровиков и другие выделяют два крупных типа месторождений вермикулитовых руд.

а. Магматические массивы, содержащие значительные скопления биотита и флогопита. Составы этих массивов в разных случаях бывают самыми разнообразными: например, массивы серпентинитов с развитыми в них метасоматическими зонами повышенного слюдо насыщения, габбровые тела, заключающие участки амфиболизации и слюдообразования, и другие. К ним относятся и описанные комплексы ультраосновных-щелочных пород с развитыми в них слюдоносными участками. Отличительная особенность всех этих массивов, содержащих накопления вермикулита в их коре выветривания, заключается в том, что в массивы были интродуцированы кислые или щелочные магмы (или вошли постмагматические растворы из тех же магм), создавшие участки повышенного слюдо насыщения.

Некоторые месторождения вермикулита очень крупные с запасами в сотни тысяч и миллионы тонн. В случае развития вермикулитоносной коры выветривания на флогопитовых месторождениях создаются комплексные месторождения, что придает им особую ценность (например, Ковдозерское).

К этому типу принадлежат, кроме уже называвшихся, и ряд месторождений СССР (Бор-Урх в Красноярском крае, Кокшаровское в Приморье, Булдымское на Урале и др.), а также крупные месторождения в США, Южной Африке и в других странах.

б. Метаморфические породы, содержащие значительные количества железо-магнезиальных слюд. Например, амфиболиты, заключенные в гнейсах и испытавшие биотитизацию с образованием участков, богатых слюдой, или слюдиты (богатые биотитом кристаллические сланцы), находящиеся в гнейсовой толще.

Размеры месторождений вермикулита этой группы очень разнообразны и зависят от площади развития слюдосодержащих горных пород и интенсивности развития в них коры выветривания. Некоторые месторождения содержат многие миллионы тонн вермикулита (например, Потанинское, Урал).

Содержание вермикулита в рудах обычно изменчиво и зависит от содержания слюд в породах, подвергшихся выветриванию.

В СССР имеется два главных слюдоносных района — Восточная Сибирь и Кольско-Карельский.

В Восточной Сибири на северо-востоке Иркутской области находится крупнейшая Мамско-Чуйская провинция слюдоносных пегматитов. На Алдане сосредоточена большая группа месторождений высококачественного флогопита (Эмельджакское, Тимптонское, Куранахское и др.). На северной оконечности Сибирской платформы расположена целая группа крупных месторождений средне- и низкосортного флогопита в комплексе с вермикулитом в массивах ультраосновных-щелочных магматических пород (Гулинское, Одихинча, Маган, Бор-Урях, Кугда и др.). Вблизи оз. Байкал находится месторождение высококачественного флогопита — Слюдянка и ряд мелких месторождений мусковита. На юге Красноярского края расположены Бирюсинские и Канские группы месторождений мусковита, а также Размановское и Караганское месторождения вермикулита. Известны и другие месторождения меньших размеров или еще слабо изученные (Анабарский массив, Витимо-Олекминское междуречье и ряд других).

В Кольско-Карельском районе расположены северокарельские месторождения мусковита (Чупино-Лоухская группа месторождений), а также Ёнское, Стрельнинское и другие месторождения на Кольском полуострове. Здесь же расположено крупнейшее Ковдорское месторождение флогопита (в комплексе с вермикулитом) и ряд других, ему однотипных.

Крупные месторождения вермикулита имеются на Урале. Мусковитовые месторождения Урала или очень малы, или содержат относительно низкокачественную слюду — Слюдяная гора.

Южные районы СССР богаты месторождениями вермикулита. В Приазовье имеется целая группа месторождений среднего и малого размера (Каменные Могилы, Темрюк, Родионовское, Куйбышевское и др.). Ряд мелких месторождений известен в Криворожье и Побужье. Крупные месторождения обнаружены в Казахской ССР — Баргинское (Кокчетавская область) и др.

Все больше месторождений вермикулита выявляется в Приморском крае — Татьянаовское, Кокшаровское и др.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Мамско-Чуйская провинция слюдоносных гранитных пегматитов. В месторождениях этой провинции сосредоточена главная масса промышленных запасов крупнокристаллического мусковита. Слюдяные месторождения здесь известны с XVII в. Они в основном приурочены к мощной толще разнообразных метаморфических (первично-осадочных) горных пород, протягивающихся полосой с юго-запада на северо-восток. Эта полоса длиной более 300 км зажата между

двумя огромными гранитными массивами — Чуйским с северо-запада и Мамско-Оронским с юго-востока.

Толща расчленена на три подсерии (снизу вверх): мамскую, кадаликанскую и бодайбинскую. Главная масса пегматитов сосредоточена в породах мамской подсерии и только небольшая доля их залегает в нижней части кадаликанской подсерии.

Мамская подсерия, в свою очередь, подразделяется (по З. К. и В. М. Таевским) на три свиты (снизу вверх):

Витимская свита сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами, переслаивающимися с кварцитами, гранат-двуслюдянными гнейсами и сланцами. В некоторых участках породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации и представлены филлитами и плотными метаморфизованными песчаниками. В основании серии залегают линзы и прослои конгломератов и конгломератовидных пород.

Слюдянкинская свита состоит в основном из различных двуслюдяных, биотитовых, гранат-двуслюдяных, дистеновых гнейсов и сланцев. В подчиненном количестве развиты кварциты, кварцито-гнейсы, кристаллические известняки; встречаются также филлиты с прослоями метаморфизованных песчаников.

Согдиондонская свита отличается от предыдущих двух большей меланократовостью и известковистостью метаморфических пород. В составе ее участвуют амфибол-биотитовые, дистен-гранат-двуслюдяные гнейсы и сланцы, кристаллические известняки и известково-силикатные породы.

Каждая из свит выражена переслаиванием перечисленных пород. За последнее десятилетие мамские и иркутские геологи расчленили всю мамскую толщу метаморфических пород на 30 отдельных горизонтов, отражающих определенные циклы и ритмы осадкообразования. Расчленение толщи на эти горизонты, начатое в начале 50-х годов М. А. Завалишиным и Н. А. Львовой, затем продолженное большой группой других сибирских геологов, потребовало огромного труда¹. Мамско-Чуйская провинция расположена в удаленном, гористом красивом, но очень суровом крае. Обнаженность коренных пород плохая, и разбираться в деталях геологического строения этой территории трудно.

Толща метаморфических пород дислоцирована и смята в складки. Общая геологическая структура Мамской провинции представляется большинству исследователей в виде крупного асимметричного сложного синклинария с круто падающим юго-восточным крылом и пологим северо-западным. Эта общая структура осложнена складками меньшего размера, протягивающимися в том же северо-восточном направлении с периодическим воздыманием и погружением шарниров. На ряде участков развиты изоклинальные складки

¹ Подобное дробное стратиграфическое расчленение глубоко метаморфизованных комплексов и доказательство самой возможности такого расчленения впервые в мире было сделано именно здесь.

— флюктура. Все это, вместе взятое, придает складчатой структуре метаморфической толщи очень сложный рисунок. Некоторые исследователи полагают, что она формировалась в два этапа: вначале возникли складки северо-восточного простирания, а позднее на них наложился еще и поперечные складки северо-западного простирания. Тектоническая структура провинции усложняется еще и тем, что здесь широко развиты явления разрывной тектоники — надвиги (с развитием дополнительного смятия пород и их милонитизацией), межпластовые срывы, зоны интенсивного рассланцевания и другие.

В толще метаморфических пород имеются сильно измененные пластообразные залежи ортопород основного состава; толща прорвана огромным числом гранит-пегматитовых тел и связанных с ними отдельных пегматитовых жил. Во многих случаях наблюдаются непосредственные переходы пегматитов в гранит-пегматиты.

Природа этих очень своеобразных гранит-пегматитовых тел до настоящего времени вызывает оживленную дискуссию. Одни исследователи генетически связывают их с громадной интрузией мамско-оронских гранитов, другие принимают их за продукты местного выплавления из самой толщи метаморфических пород, третьи (П. Н. Сучков) считают, что они порождены самостоятельной интрузивной фазой, более молодой, чем мамские, и тем более чуйские граниты. Последняя точка зрения наиболее достоверна.

Тела пегматитов и гранит-пегматитов распространены в полосе мамской толщи неравномерно. Прежде всего в ней имеется три зоны с различной концентрацией пегматитовых тел: 1) юго-восточная — с обильным насыщением телами (до 50% и больше от всего объема пород), 2) центральная — со средним насыщением, 3) северо-западная — с одиночными жилами гранит-пегматитов. Внутри каждой из этих зон распределение тел также неравномерное, участковое, с промежутками почти лишенных пегматитов метаморфических горных пород. Дробное стратиграфическое расчленение мамской толщи позволило установить, что неравномерность в распределении пегматитов и гранит-пегматитов вызвана влиянием литологического и структурного факторов. Главная масса тел залегает в верхах слюдянкинской и низах согдиондонской свит. Концентрация тел неравномерна и в отдельных горизонтах этих свит. Выделен ряд горизонтов, наиболее перспективных по нахождению в них пегматитовых тел.

В провинции известно несколько типов ослюденения.

Наиболее распространены одиночные пегматитовые тела (жилы). Они встречаются в разных формах — плитчатой, линзовидной, штокообразной, седловидной, трубообразной и др. Пегматитовые тела состоят обычно из различных структурных разновидностей горных пород, среди которых можно выделить аплиты, неравномернозернистые граниты, письменные граниты, апографические пегматиты (переходные между графическими и пегматоидными), пегматоидные — крупнозернистые пегматиты и кварц-мусковитовые агрегаты. Пространственное распределение отдельных структурных разновидностей

пород в пегматитовом теле может быть различным: встречаются симметрично-зональные, полизональные, асимметрично-зональные тела и тела с беспорядочным — гнездовым расположением отдельных структурных разновидностей (см. рис. 11).

Минеральный состав пегматитовых жил Мамского района прост. Главными минералами являются кварц, плагиоклаз, микроклин, мусковит, биотит, иногда альбит; второстепенные — апатит, турмалин, магнетит, гематит, ортит, флюорит, графит и сульфиды (пирит и пирротин). В ряде жил в заметных количествах встречаются гранат, дистен, хлорит и серицит. Промышленно ценные кристаллы мусковита в основном принадлежат к двум его первым генерациям. В некоторых месторождениях обильно развита слюда и третьей генерации (так называемая «трещинная слюда»), однако качество ее в большинстве случаев низкое. В пегматитах Мамско-Чуйской провинции мусковит второй генерации часто преобладает над первой (в карельских пегматитах существенно плагиоклазового состава сильно развиты мусковиты обеих генераций).

Размеры кристаллов мусковита таблитчатой, пластинчатой, клиновидной или призматической формы достигают иногда 100—150 см в поперечнике. Однако размеры их бывают самыми разными.

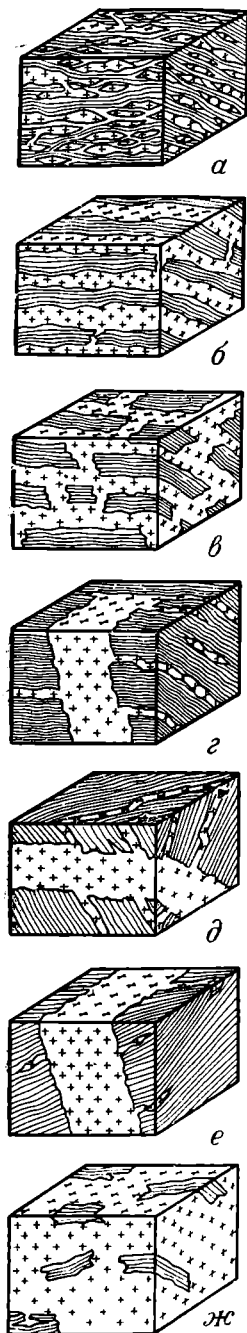
Распределение кристаллов и сростков мусковита в жилах разнообразно; можно выделить три основных типа распределения:

- 1) равномерно рассеянный мусковит;
- 2) гнезда мусковита, распределенные в пегматитовых жилах, подчиняясь плану внутрирудной трещиноватости;
- 3) слюдоносные зоны, приуроченные к центральным частям пегматитовых тел или к зальбандам жил (обоим или одному, чаще к висячему боку); встречаются также мусковитоносные зоны, ориентированные под углом или по нормальям к контактам пегматитовых тел.

Второй и третий типы мусковитовосности дают наиболее крупную и высококачественную слюду.

В последние два десятилетия выявлен еще один важный тип месторождений — слюдоносные зоны в крупных телах гранит-пегматитов. Эти тела сложны по своему внутреннему строению. Они состоят из горных пород, обладающих различной структурой и крупностью зерна. Главный объем тел составляют породы с гранобластовой крупно- и неравномернозернистой структурой. В массе таких горных пород рассеяны участки типичных гранитов и гранит-аплитов. Небольшая доля всего объема тела составлена гигантозернистыми собственно пегматитовыми породами, и в них преимущественно развито промышленное ослюдование. Такие слюдоносные зоны бывают самого разного размера: от небольших до крупных, с запасами во много сотен и даже тысяч тонн мусковита. Постепенно значение этого типа месторождений все возрастало, и в настоящее время на его долю падает большая часть ежегодно выявляемых запасов, поэтому охарактеризуем этот тип подробнее.

Тела гранит-пегматитов залегают в гнейсах и кристаллических сланцах в форме обособленных межпластовых залежей и секущих



жил или составляют свиту сближенных межпластовых залежей, соединенных между собой сеткой секущих апофиз. Такие свиты сближенных тел гранит-пегматита, разделенных прослойками метаморфических горных пород, Н. В. Петровская назвала гигантомигматитами.

Форма гранит-пегматитовых тел зависит от особенностей вмещающих метаморфических горных пород, от их физико-механических свойств, проявившихся в период образования полостей, занятых затем гранит-пегматитами (рис. 14). Размеры гранит-пегматитовых тел варьируют в самых широких пределах: от единиц метров до многих десятков метров по мощности и от десятков метров до нескольких километров по длине.

В последние годы было установлено, что слюдоносные зоны в телах гранит-пегматитов расположены не хаотично (как представлялось раньше), а вполне закономерно и что форма слюдоносных зон зависит от мощности залежей гранит-пегматита и конституции вмещающих горных пород. Эти закономерности можно сформулировать следующим образом (Никитин, 1965).

1. Ориентация по сторонам света слюдоносных зон, заключенных в телах гигантомигматитов, устойчива для всей территории и мало зависит от изменения залеганий этих тел. Главная масса слюдоносных зон своим удлинением ориентирована в близмеридиональном направлении.

2. Форма слюдоносных зон зависит от мощности залежей гранит-пегматитов

Рис. 14. Разнообразие форм тел гранит-пегматитов
 а — месторождение Колотонка (жила 104), месторождение Луговка (жила 9 и 121); б — месторождение Колотонка (жила 1, 3 и 5), Большое Северное (жила 5 и 65), Максимиха (жила 132 и 151); в — месторождение Максимиха (жила 140, 154 и 161); г — месторождение Витимское (жила 21, 44 и 66) и Луговка (жила 135); д — месторождение Большое Северное (жила 29 и 98); е — месторождение Колотонка (жила 64) и Луговка (жила 16); ж — месторождение Тахтыган (жила 23, 26 и 73)

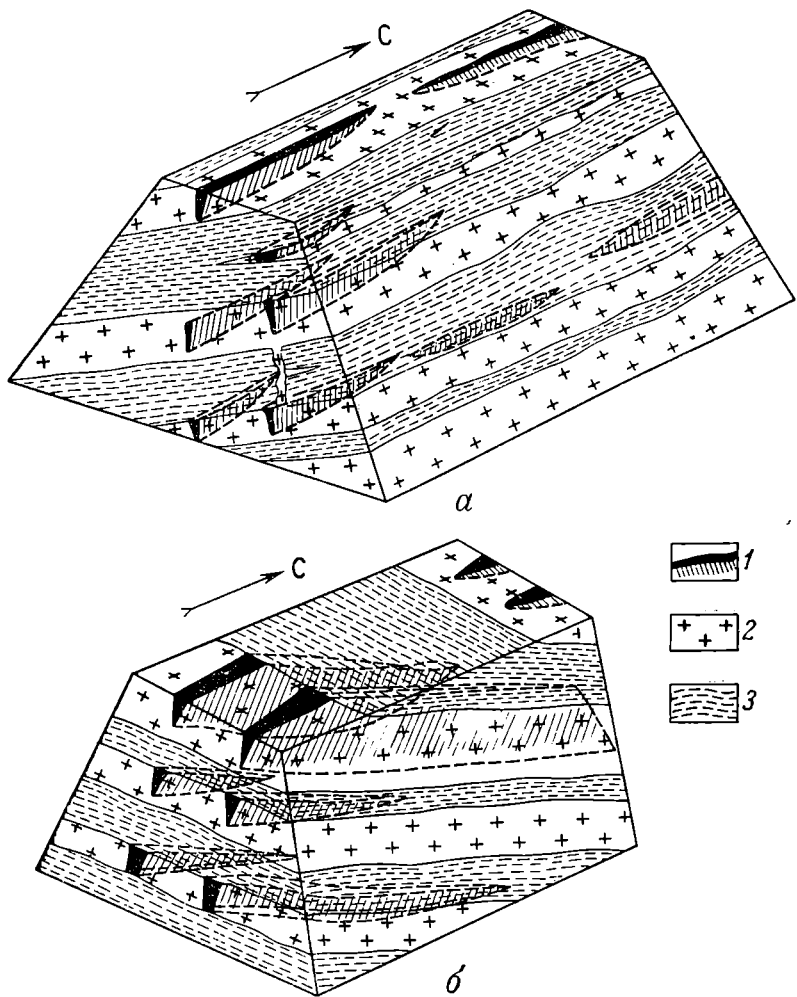


Рис. 15 Положение слюдоносных зон (1) в телах гранит-пегматитов (2), залегающих в гнейсах (3)

и конституции вмещающих их метаморфических горных пород. В мощных залежах доминируют формы «линейных зон» (рис. 15). В залежах малой мощности и расположенных в горных породах высокой пластичности слюдоносные зоны обладают «чечевицеобразной» формой (рис. 16). В промежуточных условиях развиты «ленточные» зоны.

3. Внутри залежей гранит-пегматитов слюдоносные зоны расположены сериями либо в виде полос, либо сближенными полосами.

Внутри единой полосы зоны расположены друг за другом с некоторыми перерывами или кулисообразно.

4. При наличии нескольких межпластовых залежей гранит-пегматитов, разобщенных гнейсами («слоеный пирог»), слюдоносные зоны расположены в каждой залежи в едином крутопадающем створе друг под другом (см. рис. 15 и 16).

5. Размер сечения слюдоносной зоны поверхностью рельефа зависит от сочетания геологических условий залегания слюдоносных зон и пространственной ориентировки поверхности рельефа в этом месте. В зависимости от этого слюдоносные зоны могут быть вскрыты

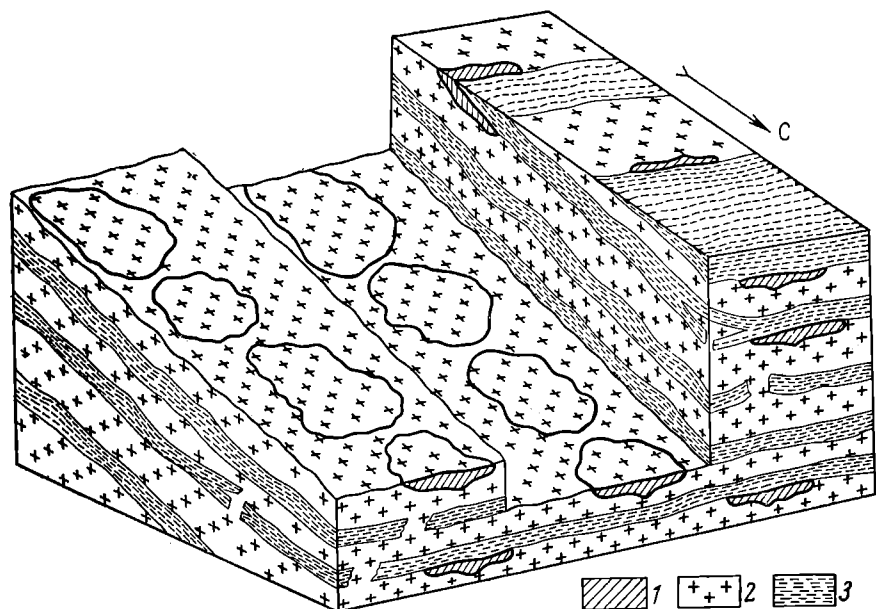


Рис. 16. Чечевицеобразная форма слюдоносных зон (1) в маломощных залежах гранит-пегматитов (2), заключенных в гнейсах (3)

эрозионной поверхностью (поверхностью рельефа) по всей своей длине (см. рис. 15, а), косым сечением (см. рис. 15, б) или своим наименьшим поперечным сечением. В последнем случае сечение слюдоносной зоны на поверхности рельефа будет выглядеть небольшим гнездом (южные стенки блок-диаграмм на рис. 15) и ранее они оставались без внимания.

6. Склонение слюдоносных зон в залежах гранит-пегматитов обусловлено линиями пересечения круто поставленной близмеридиональной плоскости (доминирующее удлинение слюдоносной зоны) с плоскостями, в которых лежат межпластовые залежи гранит-пегматита.

7. При наличии сети перекрещивающихся тел гранит-пегматитов наиболее перспективны для поисков слюдоносных зон узлы их пересечения и тела гранит-пегматитов, ориентированные в близмеридиональном направлении.

Знание перечисленных закономерностей расположения слюдоносных зон и зависимости их формы от мощностей тел гранит-пегматитов и конституции вмещающих метаморфических горных пород позволяет усовершенствовать подсчет запасов разведываемых зон, вернее направить поиски «слепых» зон на глубоких горизонтах.

На блок-диаграммах рис. 15 видно, что в изображенном варианте слюдоносные зоны большого протяжения, найденные на верхнем

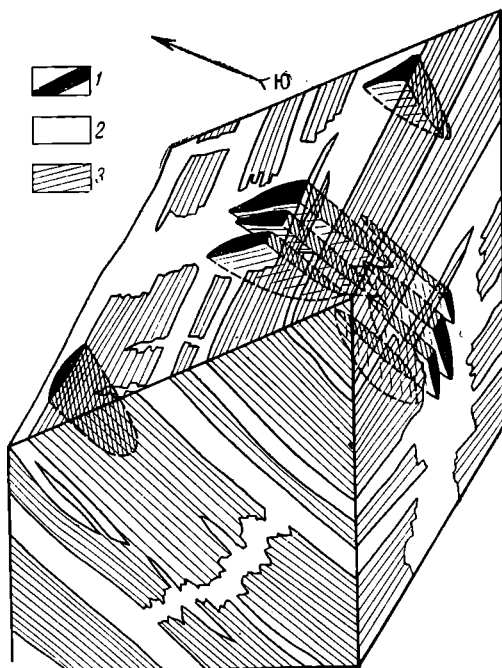


Рис. 17. Схема строения жилы 66
1 — слюдоносные зоны; 2 — гранит-пегматит;
3 — слоистая толща гнейсов

срезе блока (см. рис. 15, а), не будут протягиваться на значительную глубину. При подсчете запасов здесь нельзя подвешивать блок на глубину $1/4$ длины зоны.

Вместе с тем из рис. 15, б件но, что в другом варианте в разведанной по поверхности слюдоносной зоне на глубоких горизонтах будут находиться запасы в блоке, во много раз превы-

шающем $\frac{1}{4}$ длины зоны на поверхности. Один из примеров подобного варианта — жила 66 Витимского месторождения — приведен на рис. 17.

Пункты 1, 3 и 4 этих закономерностей с очевидностью свидетельствуют о том, что процессы слюдообразования были наложены на тела гранит-пегматитов и на толщу метаморфических горных пород (см. рис. 15). Это обязывает при расшифровке структур рудных полей за основу брать факт приуроченности оруденения к системе тектонической внутрирудной трещиноватости, наложенной на складчатые сооружения толщи.

Размер кристаллов и концентрация мусковита в слюдоносных зонах, развитых в телах гранит-пегматитов, примерно тождественны размерам и концентрации слюды в одиночных пегматитах. Качество же мусковита в слюдоносных зонах бывает различным. Встречаются зоны с высококачественной слюдой, а вместе с этим и такие, в которых слюда сильно повреждена дефектами. Масштаб месторождений этого типа варьирует и определяется двумя факторами: 1) размером отдельных слюдоносных зон, 2) расстоянием между отдельными зонами. Есть случаи, когда слюдоносные зоны расположены на расстоянии многих десятков метров друг от друга, и тогда каждую из них приходится разрабатывать порознь. Однако часто они сближены между собой, и тогда как бы представляют собой единое тело с очень крупными запасами.

Ковдорское месторождение. Это месторождение флогопита, расположенное в массиве ультраосновных-щелочных магматических горных пород, представляет собой крупный массив с площадью в несколько десятков квадратных километров. Он прорывает толщу архейских гнейсов и гранито-гнейсов и обладает сложным внутренним строением (рис. 18) с ядром, сложенным оливинитами, и концентрическим расположением пород последующих интрузивных фаз и разнообразных метасоматитов. Среди них устанавливается следующая последовательность образования: 1) оливиниты и пироксениты, 2) ийолит-мельтейгиты, 3) мелилитовые породы, 4) комплекс апатит-форстеритовых пород и руд, 5) нефелиновые сиениты, 6) карбонаты.

По В. И. Терновому, флогопит встречается почти во всех породах этого массива и в более чем в двадцати разновидностях. Вместе с этим имеется всего три главных генетических его типа, разделенных по времени образования и возникших в разных условиях. Каждому типу флогопита свойственны свои качества, различный химический состав и разные закономерности размещения.

1. Железистые флогопиты, возникшие метасоматическим путем при внедрении в оливиниты кольцевой интрузии ийолит-уртитов. Оливиниты были подвергнуты мощному воздействию растворов. Возникли новые парагенезисы минералов, располагающиеся зонально в следующие ряды: 1) оливиниты — пироксенизированные оливиниты — флогопит-пироксеновые породы — слюдиты — щелочные пироксениты с нефелином — ийолиты; 2) оливиниты — мелилитовые и монтчеллитовые породы — турьянты (с флогопитом) — ийолит-

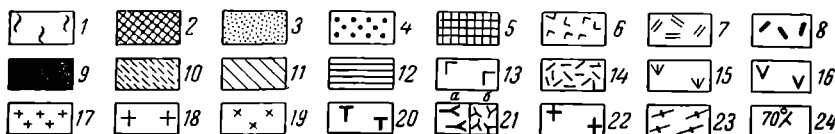
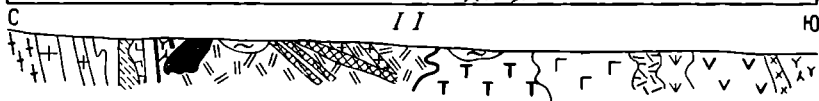
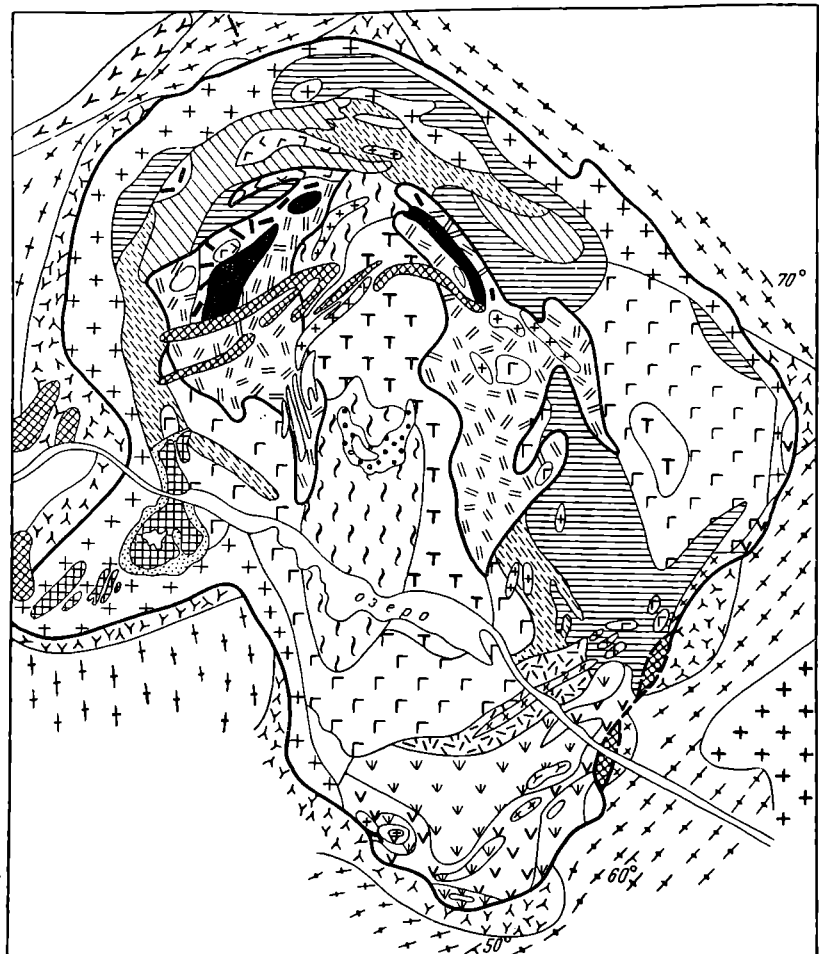


Рис. 18. Схема геологического строения Ковдорского массива.

По В. И. Терновому, Б. И. Сулимову, Б. В. Афанасьеву

1 — сингультитизированные оливиниты; 2 — карбонатиты; 3 — апатит-оливиновые породы; 4 — зона развития магнетитовых жил; 5 — железные руды; 6 — амфибол-диопсидовые породы; 7 — флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты; 8 — мелко- и среднезернистые флогопит-диопсид-оливиновые породы; 9 — то же, но гигантозернистого сложения; 10 — гранатовые скARNы; 11 — монтчеллиты; 12 — меллитовые породы; 13 — флогопит-пироксеновые породы; 14 — слюдиты; 15 — слюдяно-пироксеновые породы; 16 — щелочные пироксениты; 17 — полевошпатовые ийолиты; 18 — ийолит-уртиты крупнозернистые; 19 — то же, среднезернистые; 20 — оливиниты; 21 — фениты (а — гнейсовидные, б — массивные); 22 — граниты; 23 — гнейсо-граниты; 24 — элементы залегания гнейсов

уртиты. Повышенные концентрации флогопита установлены в слюдитах, в флогопит-пироксеновых и мелилитовых породах. Особенно высокие концентрации флогопита наблюдаются в слюдитах (вплоть до 90—95% от всей массы породы). Этот флогопит плохого качества.

2. Флогопиты более позднего образования (но до карбонатитов). Мощная зона высокой концентрации слюды этого типа расположена в северной части месторождения, тяготея к контакту между оливинитами ядра и зоной метасоматитов (мелилитовые и слюдяно-пироксеновые породы и др.). Одна из подзон в ней (тоже очень мощная) составлена крупно- и гигантокристаллической оливин-флогопитовой породой. В этой подзоне и находится детально разведанная главная залежь промышленно ценных скоплений флогопита; кристаллы его здесь достигают иногда огромных размеров (5—6 м²). Содержание флогопита в этой залежи колеблется от 50 до 1000 кг/м³.

3. Флогопиты карбонатитового комплекса представлены мелко-размерными кристаллами и чешуйками, скопления которых представляют интерес только как исходный материал для образования вермикулита в коре выветривания.

Запасы месторождения только в уже разведанной части его огромны, концентрация флогопита очень высокая. Однако выход промышленно ценных сортов слюды из него уступает флогопитам алданских месторождений. В нем много дефектов, поэтому при обработке значительная часть слюды уходит в скрап.

Ценность месторождения повышается тем, что в коре выветривания его накоплены огромные массы вермикулита. Прогнозные запасы вермикулита в коре выветривания всего массива составляют многие десятки миллионов тонн, а уже вполне установленные только для участка детальной разведки — несколько миллионов тонн. Следует особенно отметить, что среди разнообразных типов вермикулитовых руд, развитых в коре выветривания, имеются высокосортные, представленные почти чистым вермикулитом с объемным весом от 80 до 200 кг/м³ (золотисто-коричневый вермикулит).

Алданский флогопитоносный район. Алданские месторождения расположены в верхнем течении р. Алдана в бассейнах его правых притоков Тимптона, Куранаха, Чуги и Учура. Вероятность нахождения промышленных месторождений флогопита в этом районе была обоснована в 1933 г. Д. С. Коржинским, а в 1935 г. В. Н. Зверевым была обнаружена Куранахская группа месторождений. Вскоре были найдены и другие месторождения, и с 1941 г. в Алданском районе началась промышленная добыча флогопита.

Все месторождения рассматриваемого района расположены среди архейских пород фундамента Алданской плиты, которые местами перекрывают горизонтально залегающими отложениями кембрийского возраста и частично юрскими породами и прорваны мезозойскими интрузиями. Архейские породы представлены разнообразными метаморфическими образованиями и прорывающими их гранитами.

Метаморфические породы архея составляют слоистый комплекс и разделяются на три серии:

1) иенгская (наиболее древняя), сложенная кристаллическими сланцами, кварцитами, силлиманитовыми и гранатовыми гнейсами. Выше по разрезу они сменяются гнейсами, переслаивающимися с мраморами, кальцифирами, амфиболитами и различными метасоматитами (федоровская свита);

2) тимптонская, сложенная главным образом гнейсами и кристаллическими сланцами. В меньших количествах в ней развиты пироксен-амфиболовые и оливинсодержащие сланцы;

3) джелтулинская, в состав которой входят биотит-гранатовые и гиперстеновые гранулиты, гнейсы, амфиболиты, мраморы, кальцифиры и другие метасоматические породы.

Общая мощность всех этих отложений несколько километров. Породы интенсивно смяты в складки с северо-западным и северо-восточным простиранием. Складчатая структура усложнена серией разрывов.

В толщу метаморфических горных пород интродуцированы гранитоиды, представленные многочисленными телами аляскитовых и биотитовых гранитов и обильными пегматитами.

Флогопитовые месторождения в основном приурочены к породам иенгской и джелтулинской серий, в породах тимптонской серии они встречаются реже. При этом месторождения расположены в тех породах метаморфического комплекса, для которых характерны высокомагнезиальные составы — диопсидовых породах, в метаморфизованных доломитах, т. е. в породах, названных продуктивными горизонтами. Большинство месторождений развито в контактах этих пород с гранитами, пегматитами, иногда и с гнейсами, а в ряде случаев контролируются зонами разрывных нарушений.

Общая площадь распространения продуктивных пород во флогопитоносном Алданском районе превышает 40 000 км². В настоящее время здесь выявлен целый ряд месторождений флогопита — Куранахская группа, Эмельджажское, Чугинское, Иджакское, Учурская группа и ряд других.

Флогопитовое оруденение наблюдается в виде рассеянных кристаллов, гнезд и жил в диопсидовых, шпинель-диопсидовых и скаполит-диопсидовых породах. Помимо упомянутых минералов оно сопровождается роговой обманкой, кальцитом, серпентином, паргаситом. Флогопит маложелезистый, высокого качества, особенно для Куранахской группы месторождений, что связано с низким содержанием железа во вмещающих породах.

Потанинское месторождение. Потанинское месторождение вермикулита, расположенное на Среднем Урале в Челябинской области, представляет собой кору выветривания комплекса разнообразных метаморфических горных пород, прорванных свитой жильных тел щелочных и нефелиновых сиенитов.

Комплекс метаморфических горных пород представлен гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми, биотит-пироксен-амфиболо-

...ами, апатитами и амфиболитами, в которых под влиянием щелочных постмагматических растворов развились явления фенитизации пород, массовой биотитизации пироксенов и амфиболов, образование кальцит-биотитовых пород. Эти явления, так же как и образование жильных тел щелочных горных пород, связаны с крупным Вишневогорским массивом миекистов герцинского возраста. Метаморфические породы оказались сильно обогащенными мелкочешуйчатым биотитом и флогопитом. В коре выветривания таких обогащенных слюдами пород и возникли крупные массы вермикулита. Кора выветривания, богатая вермикулитом, протягивается более чем на два десятка километров вдоль восточного контакта Вишневогорского массива щелочных пород. Ширина полосы колеблется в пределах 0,5 км.

Содержание вермикулита в коре выветривания вдоль всей этой полосы неравномерное и зависит от содержания слюд в изменяющихся породах, степени гидратации слюд и скорости разрушения других минералов коренных пород. Полезные компоненты — вермикулит и гидрослюды — составляют от 5 до 85% породы коры выветривания, при этом резко преобладают гидрослюды. Особенно богатые вермикулитовые руды возникают при выветривании богатых слюдой (до 80%, в среднем 30%) кальцит-биотитовых пород.

В рудах много переходных разновидностей гидрослюды. Глубина развития коры выветривания в сильной степени зависит от тектонической трещиноватости коренных горных пород, их состава (особенно энергично выветриваются меланократовые породы) и от типа рельефа (в понижениях рельефа мощность коры выветривания возрастает — от десятка до многих десятков метров).

Размеры участков залегания наиболее богатых руд варьируют от нескольких десятков метров до нескольких километров по длине, от единиц до 30—40 м по ширине и от 5 до 70 м по глубине распространения. По форме такие участки представляют крутопадающие линзовидные тела меридионального простирания.

Испытания проб вермикулитовых руд с разведанного участка показали, что они (без обогащения) могут быть разделены на четыре типа со следующими объемными весами (кг/м^3): 1) 200—300, 2) 300—400, 3) 400—600 и 4) более 600. Объемный вес концентрата, выделенного методом флотации, оказался равным 105—210 кг/м^3 (для разных проб). Технологические испытания показали применимость обогащенных руд для теплоизоляционных плит. Сырье с объемным весом до 200 кг/м^3 пригодно для теплоизоляционного бетона и панелей, сырье с объемным весом до 400 кг/м^3 — для легкого бетона.

Запасы месторождения составляют десятки миллионов тонн руды.

ЛИТЕРАТУРА

Боровиков П. П. и Львова И. А. Типы месторождений вермикулита, их промышленное значение и направления дальнейших геологоразведочных работ. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6, 1962.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 17.)

Болков К. И. и Загибалов П. Н. Технология слюды. Гос. изд-во литер. по строит., архитект. и строит. материалам. 1958.

Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1947, ч. 76, вып. 1.

Калинин П. В. и Роненсон Б. М. Геолого-структурные особенности и генезис слюдянских флогопитовых месторождений. «Сов. геология», 1957, вып. 3.

Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. В кн.: «Слюды СССР». М.—Л., ОНТИ НКТП СССР, 1937.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главный фактор магматических процессов. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

Никитин В. Д. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах. Зап. Ленингр. горного ин-та, 1953, т. 29, вып. 2.

Никитин В. Д. Генезис слюдоносных зон в телах гигантомигматитов. Изд-во «Наука», 1965. (Междунар. геол. конгр., XXII сессия.)

Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород. Тр. НИИГА, т. 140, Изд-во «Недра», 1966.

Терповой В. И. Ковдорское месторождение вермикулита. «Разведка и охрана недр», 1960, № 5.

Томаков П. П. Формация флогопитово-вермикулитовых месторождений в комплексе ультраосновных-щелочных пород. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

Глава 4

КЕРАМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

В промышленности применяются существенно калиевые полевые шпаты (микроклин, реже ортоклаз) и кислые плагиоклазы. Микроклин — $K[AlSi_3O_8]$; триклинной сингонии. Ортоклаз — $K[Al_2Si_2O_8]$; моноклинной сингонии.

Плагиоклазы представляют собой непрерывный изоморфный ряд между альбитом — $Na[AlSi_3O_8]$ и анортитом — $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Плагиоклазы, состоящие главным образом из альбитового компонента, называются кислыми; плагиоклазы с высоким содержанием анортитового компонента — основными.

Однако приведенные химические формулы характеризуют только главные особенности состава полевых шпатов. В зависимости от химических особенностей сред кристаллизации полевых шпатов

и термодинамических условий их образования в состав полевых шпатов может входить целый ряд изоморфных заместителей. Например, в существенно калиевые полевые шпаты в качестве таких изоморфных заместителей входят Na, Rb, Cs, Fe^{3+} , Ba и другие химические элементы. Среди них особенно типична примесь натрия, изоморфно замещающего калий (анортотлаз).

В кристаллах полевых шпатов широко распространены структуры распада изоморфных смесей (распада твердых растворов). Часто внутри кристаллов микроклина обособляется самостоятельная кристаллическая фаза альбита (пертит). Главная масса микроклина, применяемого в промышленности, представлена микроклин-пертитом.

Полевошпатовое сырье применяется в основном в керамической и стекольной промышленности.

При производстве тонкой керамики полевые шпаты входят в качестве важного компонента (25—30%) в состав фарфоровых смесей.

Использование полевых шпатов при изготовлении фарфора основано на том, что при нагревании фарфоровой смеси до температур 1100—1400° С полевые шпаты расплавляются в вязкую массу, растворяющую в себе другие составные части смеси (кварц и каолин), а при охлаждении эта вязкая масса застывает в молочно-белое стекло, заключающее мельчайшие игольчатые кристаллики муллита. Это придает готовому фарфору необходимую прочность и свойства высококачественного диэлектрика. Стой же целью полевые шпаты вводятся и в состав смесей для изготовления фаянсовых изделий (однако в меньшем количестве). Фарфоровые и фаянсовые изделия покрывают глазурью. В ее состав в качестве вязкого плавня вводят от 20 до 50% полевых шпатов.

Для нужд керамической промышленности особенно ценны существенно калиевые полевые шпаты. Это обусловлено тем, что калиевые полевые шпаты, плавясь инконгруэнтно с образованием вязкого стекла и лейцита, переходят в расплавленное состояние постепенно в пределах определенного и значительного интервала температур нагревания. Поэтому фарфоровые изделия при обжиге деформируются мало, из них свободно отделяются газообразные компоненты, обожженный фарфор становится плотным, монолитным, с высокими диэлектрическими свойствами. Плагноклазы при определенной температуре сразу переходят в расплав, поэтому в этих условиях труднее избежать перегрева и изделия деформируются сильнее. Расплав плагноклаза покрывает пленкой всю поверхность изделия; это затрудняет отделение газообразных компонентов из обжигаемого изделия, что приводит к возникновению в нем излишней пористости. Диэлектрические свойства фарфора на плагноклазовой основе значительно хуже (например, удельное электросопротивление фарфоров на основе калиевых полевых шпатов — $4 \cdot 10^{13}$ ом·см, а на основе плагноклазов — $1 \cdot 10^{10}$ ом·см). Высокосортные фарфоровые изделия готовятся на основе существенно калиевых полевых шпатов

(высококачественные электроизоляторы, художественный фарфор и др.).

В природных условиях существенно калиевые полевые шпаты тесно ассоциированы с плагиоклазами. Оба полевых шпата часто находятся в тесном сростании с кварцем (например, в пегматитах). В таких случаях керамическое сырье состоит из смеси этих минералов и целиком идет в дело.

Помимо уже упомянутых изоморфных примесей в полевых шпатах (или в кварце, сростшемся со шпатами) часто имеются самые разнообразные включения других минералов: окислы и гидроокислы железа, биотит, турмалин, пирит, гранат и другие железосодержащие минералы, снижающие белизну и электроизоляционные свойства фарфоровых изделий, дающие «мушку» при обжиге. К вредным примесям принадлежит и мусковит, трудно поддающийся размолу, и потому его чешуйки порой образуют местные пороки в обожженном фарфоре.

Качество товарного полевого шпата и пегматита для нужд керамической промышленности оценивается по ГОСТ 7030—54 (табл. 5).

Таблица 5

Технические требования к химическому составу керамического сырья

Показатели	Полевые шпаты		Пегматит		
	1 сорт	2 сорт	1 сорт	2 сорт	3 сорт
Fe_2O_3 в % не более	0,2	0,3	0,2	0,3	0,5
$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ в % не менее . .	12	11	8	8	8
CaO в % не более	1	1	2	2	2
Свободный кварц в % не более	8	10	30	30	30

Примечание. Весовое отношение K_2O к Na_2O должно быть не менее двух, однако с согласия потребителя это отношение может не нормироваться.

При согласии потребителя количество свободного кварца в пегматите 2 и 3 сортов может быть увеличено до 40%; при этом сумма окислов калия и натрия может быть уменьшена до 7%.

Первые сорта полевых шпатов и пегматита пригодны для изготовления художественного фарфора, качественных электроизоляторов; пегматиты первого и второго сортов годятся для приготовления хозяйственного фарфора и фаянса. Для санитарно-бытовой керамики, низковольтных изоляторов и каменного белого товара годен пегматит и третьего сорта. Для каменного окрашенного товара применимо и внесортное сырье.

Сортность сырья определяется не только его химическим составом. При оценке каждого нового месторождения всегда нужно про-

известии технологические исследования. Они заключаются в обжиге измельченного сырья при температуре 1350° С (полученный сплав должен обладать определенной белизной, не иметь «мушки» и окрашенных пятен) и в исследовании механической прочности и электроизоляционных свойств фарфора, изготовленного на основе этого сырья.

В состав современных стекол обязательно вводят глинозем, который придает стеклу необходимую вязкость, химическую и термическую устойчивость и снижает тенденцию стекла к раскристаллизации. Глинозем в состав шихты для изготовления стекол вводят в форме полевых шпатов (или кварц-полевошпатовой смеси). Химический состав полевошпатового сырья, пригодного для разных видов стекол, приведен в табл. 6.

Таблица 6

Технические требования к полевошпатовому сырью

Показатели	Отрасли промышленности			
	Электро-вакуумное стекло	Оконное и листовое стекло	Светлая тара и разные виды бесцветного стекла	Стекло-лодно и темно-зеленая тара
Содержание SiO_2 в % не более	65	Не нормируется		
В том числе кварц не более	8	То же		
Al_2O_3 в % не менее	20	14	14	14
$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ в % не менее	12	7,5	7,5	7,5
CaO в % не более	0,6	Не нормируется		
Fe_2O_3 в % не более	0,07	0,2	0,3	Не нормируется

В абразивной промышленности полевошпатовое сырье применяется в качестве керамической связки (28—45%) для изготовления абразивных кругов. При обжиге в связке не должна возникать «мушка».

Кроме того, полевые шпаты употребляются при изготовлении эмалей, электродов, входят в состав полировочных порошков, используются в производстве черепицы, бетона, изразцов, некоторых красок и др.

Главную массу полевошпатового сырья в СССР (почти $\frac{2}{3}$ общей добычи) потребляет стекольная промышленность. На втором месте (около $\frac{1}{3}$ общей добычи) стоит керамическая промышленность. На все прочие виды изделий приходится сравнительно небольшая доля. Суммарное количество потребляемого полевошпатового сырья возрастает из года в год и в 1966 г. составило уже около 0,5 млн. т.

Стоимость сырья зависит от его сортности, способов организации добычи и транспортных расходов и варьирует в пределах 20—40 руб. за тонну.

В капиталистических странах суммарная ежегодная потребность приближается к 2 млн. т. Более половины этого количества употребляют США.

Во всех видах промышленных производств полевошпатовое сырье применяется в виде тонкоизмельченного порошка.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В европейских странах и в Америке длительное время единственным источником полевошпатового сырья были месторождения гранитных пегматитов. Крупно- и гигантокристаллическое строение пегматитов этих месторождений позволяло извлекать из них путем ручной разборки полевые шпаты высокой чистоты. Однако далеко не все страны с развитой промышленностью располагают крупными месторождениями этого типа.

Быстро возрастающий спрос на полевошпатовое сырье побудил к необходимости расширения и механизации добычи, к разработке методов механического обогащения пегматитовых пород, загрязненных вредными примесями, к поискам пригодных полевошпатовых горных пород иного типа, позволяющих организовать мощные горнодобывающие предприятия. Успешная разработка методов механического обогащения сырья привела к тому, что уже в 30-х годах нашего столетия в целом ряде стран были вовлечены в эксплуатацию несколько новых типов очень крупных месторождений полевошпатового сырья. В Китае с давних пор в качестве сырья при изготовлении фарфора применялся ряд специфических горных пород. В настоящее время в общей мировой добыче полевошпатового сырья на пегматиты приходится уже меньше одной трети и эта доля непрерывно снижается.

В последнее время некоторые исследователи предлагают ориентировать развитие промышленности керамического сырья у нас по этому же пути. Однако необходимо подчеркнуть, что в СССР имеются очень крупные поля пегматитовых жил с великолепным качеством полевых шпатов. Предстоящее расширение добычи полевошпатового сырья целесообразно организовать по двум направлениям: 1) резко увеличить и интенсифицировать разработку крупных полей пегматитовых жил (особенно организовав комплексное их использование); 2) выявить и вовлечь в эксплуатацию (с обогащением) месторождения разнообразных полевошпатовых горных пород иного типа.

К настоящему времени известны следующие генетические типы месторождений.

1. Гранитные пегматиты, наиболее крупные и находящиеся в благоприятных транспортных условиях поля которых расположены в Северной и Южной Карелии и на Кольском полуострове. Здесь имеется ряд полей с высокой концентрацией крупных пегматитовых жил, многие из которых хорошо дифференцированы и имеют правильно-зональное сложение. По данным П. П. Боровикова и Н. И. Холодка, только в одном Чурино-Лоухском районе (Северная Карелия) перспективные запасы высокосортного сырья оцениваются в 60—100 млн. т до глубины 100 м. Месторождения этого района изучены в разной степени. Примером хорошо исследованного месторождения может служить Хето-Ламбинское, расположенное в 20 км от пос. Чупа. Здесь на площади в 5 км² выявлено до 350 пегматитовых жил, залегающих в так называемой хеталамбинской свите беломорского комплекса метаморфических и магматических пород (гнейсов, мигматитов, измененных основных и ультраосновных горных пород и гранитов). Главная масса жил сконцентрирована в две узкие зоны длиной до 5 км и шириной до 150 м. Расстояние между пегматитовыми жилами 5—15 м. Длина жил по простиранию 150—250 м, а некоторых до 500 м, мощность 3—25 м. По падению жилы прослежены на 250 м, обнаружен ряд слепых жил.

В Южной Карелии крупные пегматитовые жилы с сырьем, нуждающимся в обогащении, известны в Питкярантском районе (Лушикко и др.), Брусничное (Улягское). Ряд крупных жил расположен на Урале (месторождение Тысячица, Алабашское и др.), на Украине (Елисеевское, Зеленая Могила, Балка Большого Лагера), в Прибайкалье (Нарын-Кунтинское месторождение и др.), в Восточной Сибири (Баргинское месторождение) и на Дальнем Востоке. Очень крупные пегматитовые поля находятся в Мамско-Чуйском слюдоносном районе Забайкалья.

2. Изверженные горные породы, применяемые как источник полевошпатového сырья, могут быть разделены на две группы гранитного и щелочного рядов. В первую группу (породы гранитного ряда) входят лейкократовые граниты, аляскиты, альбитизированные граниты, аплиты, фельзиты, дацитовые порфиры; во вторую (породы щелочного ряда) — нефелиновые сиениты, миаскиты и др.

За рубежом эти горные породы широко эксплуатируются в неизменном состоянии, а также и их кора выветривания.

К числу разрабатываемых месторождений неизменных и малоизмененных пород принадлежит, например, массив лейкократовых щелочных гранитов Спрус-Пайн в США. Эти граниты состоят из альбита (44%), микроклина (20%), кварца (около 30%), мусковита (4%), граната (0,5%) и глинистых минералов (1,5%). В Советском Союзе к этому типу относятся мусковитовые и двуслюдяные граниты Лянгарского месторождения (Узбекская ССР), альбититы, развитые в биотитовых гранитах (Аксоран, КазССР), лейкократовые граниты месторождения Такоб (ТаджССР, недалеко от г. Душанбе), мусковитовые граниты Режика (Свердловская область), ряд гранитных мас-

сиров Кировоградской области, альбитофиры Цейского месторождения (Северо-Осетинская АССР) и др. За рубежом для нужд стекольно-керамической промышленности широко используются нефелиновые сиеениты Блу-Маунтин (Канада). У нас в стране успешно изучается применимость полевошпат-нефелиновых хвостов, накапливающихся на обогатительных фабриках при обогащении руд нефелиновых сиеенитов.

Кора выветривания гранитоидных пород разрабатывается на ряде месторождений Англии, Польши, ФРГ и ГДР, Японии и Франции. Например, в Англии давно уже эксплуатируется месторождение Сент-Стивенс (Корнуэлл). Извлекаемый из этого месторождения так называемый корнвалийский камень представляет собой каолинизированный грейзенизированный гранит. Он состоит из ортоклазпертита (24—34%), альбита (22—25%), кварца (29—31%), серицита (1—10%), флюорита (0—1,5%), примесей турмалина, топаза, апатита, магнетита и каолина (0—15%). В Польше наиболее крупным месторождением этого типа является широко известное Щеблукское, на котором разрабатывается кора выветривания двуслюдяных гранитов. Добываемое сырье состоит из кислого плагиоклаза (40—55%), ортоклаза (10—16%), кварца (30—43%), серицита (5—30%) и примеси рудных минералов.

В Советском Союзе разведано крупное Чалганское месторождение в Хабаровском крае. Обогащенное сырье этого месторождения пригодно для изоляторного фарфора, для абразивной и электродной промышленности. Есть основания ожидать, что подобные месторождения будут обнаружены и на Украине, в Казахстане, Красноярском крае, на Урале и в Приморском крае. Особенный интерес представляет недавно выявленное в Приморском крае и разведенное крупное месторождение Гусевское. Сырье этого месторождения представляет собой каолинизированный в коре выветривания вторичный кварцит, образовавшийся в результате гидротермального изменения дацитового порфира (рис. 19). Оно получило в практике название «гусевский камень» (по аналогии с близкими по генезису «фарфоровыми камнями», давно и широко эксплуатирующимися в месторождениях Японии, Китая и Кореи). Минеральный состав проб этого камня следующий: кварц (40—56%), каолин (4—40%), гидромусковит (2—32%), альбит (2—28%), минералы-примеси — рутил, лейкоксен, пирит, окислы и гидроокислы железа. В соответствии с этими вариациями минерального состава изменяется и химический состав проб (в %):

SiO ₂	75—77,2
Al ₂ O ₃	14,49—17,55
Fe ₂ O ₃	0,19—0,39
TiO ₂	0,17—0,26
CaO	0,52—0,67
MgO	0,10—0,29
K ₂ O	0,15—2,0
Na ₂ O	0,15—3,20

В зависимости от состава выделены три главные разновидности камня: бесщелочная, нормально щелочная (сумма щелочей 1,3—2,2%) и щелочная (сумма щелочей 4,8—5,4%). Наибольшую ценность представляют первые две разновидности (особенно первая). Фарфор, изготовленный на основе гусевского камня, обладает

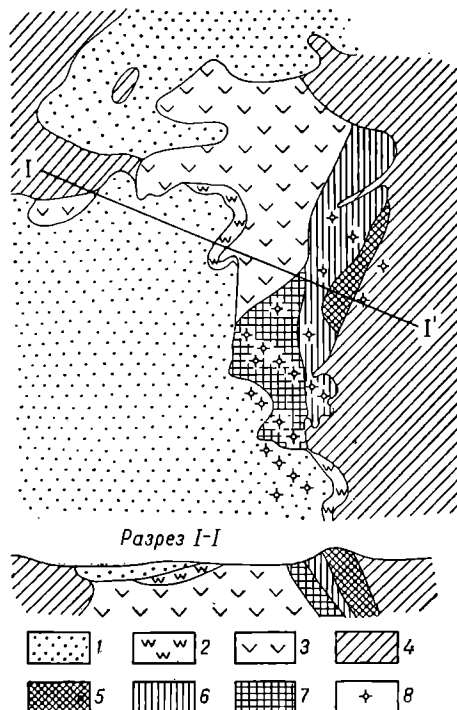


Рис. 19. Схематическая геологическая карта Гусевского месторождения. Из статьи Т. С. Лекарев, Л. М. Дмитриева, Н. И. Холодка (по данным геолога Приморского ГУ Н. Ф. Рубанова)

1 — базальты, андезито-базальты и их туфы, плиоцен; 2 — песчано-пепловые отложения с галькой, верхний миоцен; 3 — фельзит-порфиры и дацитовые порфиры, верхний мел; 4 — переслаивание песчаников, аргиллитов и углистых пород, верхний триас; 5 — гусевский камень бесщелочной разновидности высшего сорта; 6 — гусевский камень нормальной щелочности 1 и 2 сортов; 7 — гусевский камень щелочной разновидности; 8 — скважины колонкового бурения

весьма высоким качеством. Есть основание ожидать открытия подобных месторождений и в других областях развития молодой субвулканической деятельности (Дальний Восток, Средняя Азия, Кавказ, Карпаты),

3. Полевошпатовые пески, возникшие как механические осадки, известны как речные, так и морские (дюнные). Их

качество и применимость в стекльно-керамической промышленности определяются наличием в них вредных примесей и возможностью избавиться от этих примесей путем обогащения. В промышленности Франции и США накоплен опыт применения песка, в Советском Союзе их также начинают использовать.

Таким образом, большинство непегматитовых месторождений полевошпатового сырья обладает как положительными, так и отрицательными качествами по сравнению с пегматитами. Положительная сторона — огромность их масштаба (многие миллионы и десятки миллионов тонн), а отрицательная в том, что сырье этих месторождений требует обогащения и не всегда пока удастся довести состав обогащенного продукта до высоких сортов.

ЛИТЕРАТУРА

Борзунов В. М. Полевошпатовое сырье. Госгеолтехиздат, 1960. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 12.)

Боровиков П. П. Рентабельное и комплексное освоение месторождений полевого шпата. «Фарфор — фаянс». Изд. Гос. комитета по промышленности строительных материалов, 1965, вып. 2.

Козырев В. В. Полевошпатовое сырье для стекльной промышленности. «Стекло и керамика», 1966, вып. 4.

Лекарев Т. С., Дмитриев Л. М. и Холодок Н. И. Фарфор высокой белизны и просвечиваемости на основе гусевского камня. «Стекло и керамика», 1966, вып. 4.

Магидович В. И. Полевошпатовое сырье, его генетические типы и принципы оценки. Изд-во «Наука», 1964.

Сборник «Физико-химические основы керамики». Гос. изд. литературы по строит. материалам, 1956.

Холодок Н. И. О возможности снабжения фарфоровой промышленности высококачественным полевошпатовым сырьем с месторождений Северной Карелии. «Фарфор — фаянс», 1965, вып. 2.

Шляин И. Б. Минеральное сырье для стекловарения. Промстройиздат, 1955.

Глава 5

ВОЛЛАСТОНИТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Минерал волластонит (дошчатый шпат) принадлежит к силикатам группы пироксеноидов и по химическому составу отвечает формуле $\text{CaSiO}_3 = \text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$. Теоретический состав волластонита: CaO — 48,25%; SiO_2 — 51,75%. В природном волластоните иногда обнаруживается FeO до 9% (железистая разновидность волластонита получила название ферроволластонита). В небольшом количестве в волластоните могут присутствовать примеси Al_2O_3 , MnO , MgO , TiO_2 , K_2O и Na_2O .

волластонит образует три полиморфные модификации: собственно волластонит — β -волластонит триклинной сингонии, α -волластонит, или параволластонит моноклинной сингонии, псевдоволластонит — псевдогексагональный. Первые две модификации встречаются в природе, последняя получена искусственно.

Волластонит образует таблитчатые, нередко удлиненные кристаллы, чем и обусловлено прежнее название этого минерала (дощатый шпат). Блеск стеклянный, иногда с перламутровым оттенком на плоскостях спайности. Твердость 4,5—5. Удельный вес 2,78—2,91. Температура плавления 1540° С.

Агрегаты волластонита листоватые, шестоватые, радиально-лучистые, скорлуповатые, волокнистые и реже — зернистые. Цвет минерала белый, серый, реже красноватый или мясо-красный.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

В промышленности волластонит стал применяться сравнительно недавно. Главной областью применения волластонита является керамика. Из него изготавливают фаянс и фарфор (столовая посуда; санитарные и художественные изделия; облицовочные плитки и кирпичи, которые можно пилить, сверлить и прибивать гвоздями), глазурь и специальные фарфоровидные цементы для керамики. Изготовленные с волластонитом глазури имеют сильный блеск, а керамические изделия обладают высокой вязкостью и термостойкостью.

Кроме того, волластонит применяется в промышленности как: 1) сырье для изготовления минеральной ваты и специальных фильтров; 2) компонент при цементации материала абразивных кругов и брусков; 3) плавень для регулировки вязкости шлаков; 4) наполнитель бумаги и теплоизоляторов; 5) белый пигмент в производстве высококачественных красок; 6) минеральное удобрение в сельском хозяйстве и т. д.

Технические условия на волластонитовое сырье в СССР еще не разработаны, поэтому при проведении геологоразведочных работ и промышленной оценки месторождений волластонита пока необходимо придерживаться требований, предъявляемых к конкретным видам минерального сырья, идущим, например, на керамику, наполнители в красках, минеральную вату и т. д.

В настоящее время добыча волластонита производится только в США и составляет около 25 000 *т* волластонитовой руды в год. Мировые запасы волластонитовой руды не подсчитаны, но, вероятно, они очень велики. Так, например, разведанные запасы волластонитовой руды только на одном месторождении Уилсборо (США) исчисляются в 4 млн. *т*, а геологические — в 15 млн. *т*. По опубликованным данным (Бабошин, 1964), оптовая цена мелкозернистого сорта волластонита (высшего качества) 39,5 доллара за тонну, а розничная — 56 долларов за тонну.

По данным С. Д. Дмитриева (1964), все известные в природе месторождения волластонита связаны в основном с тремя разновидностями горных пород: 1) скарнами и скарноидами; 2) кристаллическими сланцами; 3) ультраосновными и щелочными интрузивами.

По условиям образования среди них можно выделить два генетических типа: 1) контактово-метасоматические (скарновые) и контактово-метаморфические (скарноидные) месторождения; 2) метаморфогенные месторождения (среди кристаллических сланцев и массивов ультраосновных-щелочных пород). Наибольшее промышленное значение пока имеют месторождения первого типа. Однако большой интерес для промышленности могут представлять и месторождения, возникшие при региональном и гидротермальном метаморфизме, так как волластонит из месторождений такого типа менее загрязнен вредными примесями (окислами железа).

1. Контактново-метасоматические (скарновые) и контактово-метаморфические (скарноидные) месторождения волластонита возникли на контакте гранитоидных массивов и карбонатных пород.

Скарнами, как известно, называют породы, состоящие главным образом из силикатов кальция, магния и железа, образующиеся в процессе метасоматоза карбонатных и реже силикатных пород под воздействием постмагматических растворов. В процессе образования скарнов постмагматические растворы приносят в исходные породы большое количество кремнезема, железа, серы и других компонентов.

Д. С. Коржинским (1955) был введен термин «скарноид», под которым подразумевается порода, образованная без существенного привноса вещества, за счет молекулярной перегруппировки компонентов исходной породы. Скарноиды состоят в основном из светлоокрашенных минералов и в их составе значительно меньше железа и других металлогенных элементов, чем в скарнах.

По данным К. Л. Бабаева (1959), такие скарноиды образуются не за счет контактово-метасоматических (скарновых) процессов, а в результате контактово-термального (скарноидного) метаморфизма первичных пород известково-силикатного состава.

В природе часто встречаются волластонитовые скарноиды, представляющие собой породы, состоящие главным образом из волластонита и карбоната, содержащие в очень небольшом количестве темноцветные минералы или совершенно лишенные их. Такие породы окрашены в белый, светло-серый или желтоватый цвет, имеют часто слоистую, шестоватую и лучистую текстуру. Волластонитовые скарноиды являются одной из наиболее ценных в промышленном отношении волластонитсодержащих горных пород.

Скарновые и скарноидные месторождения, в зависимости от характера распределения волластонита в породе, С. Д. Дмитриев делит на два основных промышленных типа.

Первый тип представлен сравнительно чистыми, иногда мономинеральными, обычно крупнозернистыми волластонитовыми породами (волластонитовые скарны и скарноиды). К нему относятся такие месторождения, как Западный Джангалык, Накпай, Койташ, Лянгар, Тетюхе и некоторые другие. Волластонитовые породы в них не требуют большого обогащения, и эти месторождения должны быть в первую очередь разведаны и введены в эксплуатацию.

Второй тип представлен плотными волластонитсодержащими роговиками, силикатно-карбонатными породами, скарнированными известняками, содержащими рассеянный волластонит. В этих породах присутствуют иногда мелкие разрозненные гнезда, линзы и прожилки чистого крупнозернистого волластонита более поздней генерации. Относящиеся сюда месторождения (Аксоран II, Вадимо-Александровское, Тырны-Ауз и др.) имеют, вероятно, большие прогнозные запасы, однако руды в них убогие, со средним содержанием волластонита 10—30%. Разрабатывать такие месторождения в настоящее время экономически невыгодно, так как они потребуют больших затрат на обогащение.

2. Метаморфогенные месторождения волластонита образуются как среди кристаллических сланцев и перекристаллизованных известняков, так и в комплексе ультраосновных и щелочных пород.

В СССР значительные скопления волластонита известны среди глубоко метаморфизованных пород архея Алданского щита и в пределах Кольского региона. Волластонитовые породы в них залегают в виде стратиграфически выдержанных горизонтов, поэтому они отличаются постоянством состава и имеют значительные размеры. Волластонит в таких месторождениях, как правило, содержит весьма небольшую примесь железа.

В месторождениях Кольского полуострова волластонит образовался в результате гидротермально-метасоматического преобразования пород ультраосновного и щелочного состава (Кухаренко, 1958). В этом регионе выделяется три типа его проявлений: 1) в породах контактовой зоны; 2) в связи с процессами карбонатизации различных пород ультраосновного и щелочного состава; 3) в гидротермально измененных мелилитовых породах. Однако эти месторождения на волластонит изучены недостаточно, а поэтому промышленное значение их не установлено.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В СССР месторождения волластонита известны в нескольких районах.

Наиболее перспективным районом является Средняя Азия, где выявлено более 300 месторождений скарнового типа, из которых в 50 встречается волластонит. Из них на месторождениях Западный Джангалык, Лянгар, Койташ, Накпай и некоторых других волластонит образует большие скопления.

В Центральном Казахстане найдено более 100 месторождений скарнового типа, из них в 30 установлено значительное скопление волластонита (Аксоран I, Аксоран II, Бытстау и др.).

В прочих районах СССР проявления волластонита известны на Кольском полуострове, Украине, в Закавказье, на Урале, Алтае, в Забайкалье, Приморье, на Алдане и в других местах.

Наиболее перспективные зарубежные месторождения волластонита обнаружены в США (Уилсборо, Коунд-Сити, Блайт и др.) и Японии (Ямато, Кёге, Сайдошо и др.). Большое количество месторождений волластонита известно в Европе, Африке и Австралии, но они плохо разведаны и недостаточно изучены.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождение Уилсборо (США, штат Нью-Йорк). В районе Уилсборо развиты различные палеозойские и докембрийские осадочно-метаморфические породы и габбро-анортозиты Адирондакского плутона (рис. 20). Продуктивными являются здесь породы гренвилльской серии, относимой по возрасту к низам протерозоя — верхам

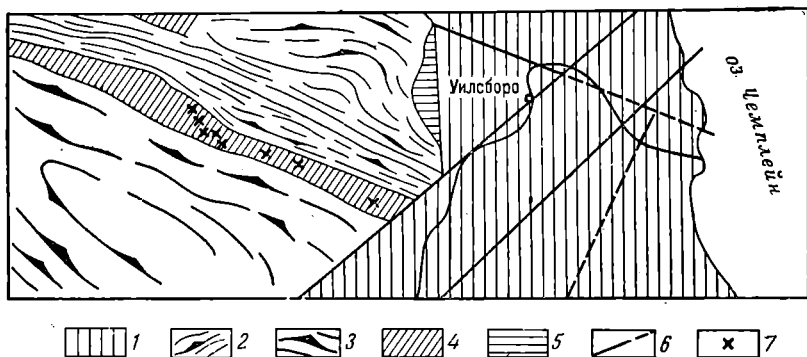


Рис. 20. Геологическая карта окрестностей Уилсборо, штат Нью-Йорк.

По Дж. Броукстону, Ю. Мембе и К. Бернхему

1 — палеозойские отложения; 2 — габбро-анортозиты с включениями скарнов; 3 — габбро-анортозиты; 4 — гренвилльские гнейсы и скарны; 5 — гренвилльские известняки и скарны; 6 — тектонические нарушения; 7 — места разведочных работ на волластонит

архея. В состав гренвилльской серии входят пироксеновые и гранатовые гнейсы, скарны и известняки. Со скарнами и гнейсами нередко перемежаются небольшие пластообразные залежи габбро-анортозита.

Продуктивная полоса пород гренвилльской серии имеет ширину около 400 м и протягивается почти на 10 км по азимуту СЗ 70° (падение пород на СВ под $<15^\circ$). Эта полоса залегает среди основных интрузивных пород и на большой глубине подстилается габбро-анортозитовыми гнейсами, типичными для краевой фации Адирондакского плутона.

главнее богатые волластонитом участки располагаются в юго-восточной половине продуктивной полосы, где обнаружено три промышленных тела, из которых два в настоящее время разрабатываются. Главным действующим объектом является карьер, заложенный в пластах волластонитового скарна мощностью от 9 до 11 м. Тела волластонитового скарна разделяются между собой зоной гранатовой породы. В среднем сырая руда состоит обычно из 75% волластонита, 15% граната (андрадита) и 10% диопсида. Содержащийся в руде гранат отделяется магнитной сепарацией и представляет собой ценный побочный абразивный продукт.

Химический состав волластонитового концентрата в среднем следующий (в %):

SiO ₂	50,90	MgO	0,85
CaO	46,82	TiO ₂	0,08
FeO	0,50	K ₂ O + Na ₂ O	0,08
Al ₂ O ₃	0,78		

На месторождении Уилсборо выделяют две стадии минералообразования. Первая стадия характеризуется простой перекристаллизацией первичных слоев известняка в процессе прогрева их внедрившейся магмой. В результате перекристаллизации в слоях кремнистых известняков образовался мелкозернистый волластонит. Во вторую стадию под воздействием постмагматических растворов возник андрадит и крупнолучистый волластонит, перекристаллизовавшийся из мелкозернистого волластонита первой стадии минералообразования.

Волластонитовое месторождение Уилсборо пространственно тесно связано с анортозитовыми породами сложного Адирондакского плутона. В этом отношении оно пока не имеет аналогов среди других скарновых месторождений земного шара, в которых волластонит встречается в экзоконтактовых зонах интрузивных пород среднего или кислого состава.

Месторождение Западный Джангалык. Полиметаллическое месторождение Западный Джангалык расположено в Северном Таджикистане, на юго-западной оконечности Кураминского хребта.

Район рудного поля сложен известняками среднего палеозоя (Д₃—С₁), образующими здесь гряду, вытянутую на протяжении 4 км в северо-западном направлении (при ширине 700—800 м) и срезанную с северо-запада Железным, а с юго-востока — Джангалыкским разломами.

Изверженные породы в районе представлены интрузивными сиенито-диоритами и эффузивными кварц-плагиоклазовыми порфирами. Сиенито-диориты контактируют с известняками палеозоя в их юго-западной части. В зоне контакта образуются гранат-пироксеновые, волластонитовые и другие скарны, к которым приурочено месторождение Западный Джангалык (рис. 21). Зона скарнированных пород прослеживается в широтном направлении на протяжении свыше 300 м и падает на север под углом 40—70°; мощность ее от 5 до 40 м.

Среди скарнов выделяются гранатовые, хлоритовые, шпроксеновые и волластонитовые разности. Из рудных минералов в них при-

сутствуют: магнетит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и гематит. Волластонитовые скарны распространены во внешней части скарновой полосы, в ее контакте с известняками, а в районе восстающего № 27 образуют крупное столбообразное тело и ряд мелких гнезд. По данным С. Д. Дмитриева (1964), из этого столба было добыто довольно много волластонитовой породы, которая лежит сейчас в отвале. Внешне волластонитовый скарн представляет собой белую, серовато-белую и желтоватую породу преимущественно шестоватого

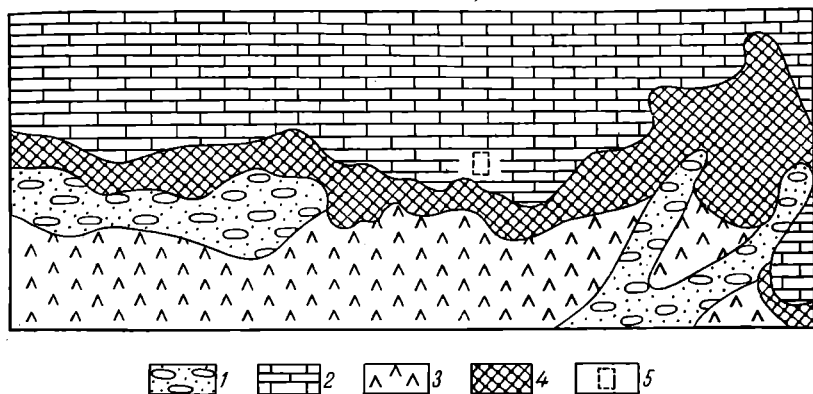


Рис. 21. Схема геологического строения восточной части месторождения Западный Джангалык.
По С. Д. Дмитриеву
1 — наносы; 2 — мраморизованные известняки; 3 — сиенито-диориты; 4 — гранат-пироксеновые скарны; 5 — восстающий № 27

и радиально-лучистого строения, состоящую в основном из волластонита. Длина отдельных шестов волластонита достигает 20 см при толщине до 2 см.

Химический состав мономинеральной волластонитовой породы (в %):

SiO ₂	47,39	H ₂ O	0,10
CaO	36,12	CO ₂	12,56
MgO	3,65	П. п. п.	0,77
Fe ₂ O ₃	0,10		

Как видно из химического анализа, порода содержит очень мало железа, что является весьма положительным фактором.

Известно, что столбообразное тело (вскрытое в процессе разведки и добычи полиметаллов) имеет на верхнем горизонте штольни площадь 95 м², на среднем горизонте — 258 м² и на нижнем горизонте — 533 м², а высоту между крайними сечениями 95 м. Таким образом, площадь сечения столбообразного тела с глубиной резко увеличивается. Среднее содержание волластонита в разведанной части столба 80%.

Месторождение Западный Джангалык является пока одним из лучших в Советском Союзе. Волластонитовые породы здесь образуют почти мономинеральные, крупнозернистые, столбообразные скопления. Месторождение географически удобно расположено и разрабатывается в настоящее время на полиметаллы.

ЛИТЕРАТУРА

Бабаев К. Л. Взаимоотношения пегматитов и скарнов Кара-Тюбе и их генетические особенности. Бюлл. научно-исслед. работ САИГИМС, 1959, вып. 1.

Бабошкин В. А. Зарубежные месторождения волластонита. Тр. ВСЕГЕИ, т. 113, 1964.

Дмитриев С. Д. Волластонит и его месторождения в СССР. Тр. ВСЕГЕИ, т. 113, 1964.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.

Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ними редкометалльные месторождения. «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 3.

Петров В. П. Новые виды неметаллических полезных ископаемых. «Разведка недр», 1955, № 3.

Глава 6

КОРУНД, НАЖДАК И ВЫСОКОГЛИНОЗЕМНОЕ СЫРЬЕ (андалузит, кианит, силлиманит, дюмортьерит) ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Корунд — минерал, представляющий собой чистую кристаллическую окись алюминия (Al_2O_3). Твердость корунда превышает твердость всех других минералов, кроме алмаза, на чем главным образом и основано его применение в качестве полезного ископаемого; по шкале Мооса она равна 9. Удельный вес от 3,9 до 4,1. Спайности у корунда нет, но иногда развита грубая отдельность. Излом раковистый, как у кварца; блеск стеклянный до алмазовидного.

Важными свойствами корунда являются его большая химическая стойкость (он практически нерастворим в любой кислоте) и высокая температура плавления — 2050° С.

Цвет корунда весьма разнообразен; наиболее распространена серая или голубовато-серая до густой синей окраска. Из многочисленных цветных разновидностей корунда в качестве драгоценного камня представляют интерес только прозрачные его разновидности, без всяких включений и с равномерной окраской. Прозрачный корунд красного цвета называется рубином, синего цвета — сапфиром. Окраска корунда зависит от химического состава примесей. Так, например, окраска рубинов в красный цвет объясняется при-

месью хрома и железа; синяя окраска сапфира — содержанием в нем железа и титана.

Корунд кристаллизуется в тригональной сингонии в виде дипирамидальных, длиннопризматических, ромбоэдрических и пинакоидальных кристаллов. Форма кристаллов корунда связана с геологическими особенностями и генезисом месторождений.

В виде хорошо оформленных и крупных кристаллов корунд встречается крайне редко, чаще он вместе с другими минералами образует средне-, мелко- и тонкозернистые агрегаты — горные породы и руды. По характеру сростания корунда с парагенетическими минералами и составу последних условно выделяют корундовые руды (в технике называемые обычно, подобно минералу, «корундами») и наждаки.

К корундовым рудам относят такие породы, в которых корунд ассоциирует с полевыми шпатами, мусковитом, кварцем, андалузитом, кианитом, силлиманитом и другими светлоокрашенными минералами; из таких руд корунд относительно легко извлекается и потому они являются более ценными.

Под наждаками понимают темноокрашенные, преимущественно мелко- и тонкозернистые породы, в которых корунд находится в очень тесном сростании с магнетитом, сульфидами и хрупкими слюдами (хлоритойд, маргарит) и поэтому практически неотделим от этих минералов.

Встречающиеся вместе с корундом в наиболее крупных промышленных месторождениях андалузит, силлиманит и кианит совершенно тождественны по составу и представляют собой полиморфные модификации соединения $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$. Андалузит и силлиманит кристаллизуются в ромбической сингонии, кианит (дистен) — в триклинной.

Вместе с этими минералами встречается и дюмортьерит. Его химический состав $8\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$; кристаллизуется этот минерал в формах ромбической сингонии.

Все четыре минерала этой группы характеризуются следующим важным свойством, на котором и основано главное применение их в промышленности: при обжиге при температуре свыше 1200°C они целиком разлагаются с образованием искусственного минерала муллита состава $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ и кристобалитового стекла. Муллит обладает высокой огнеупорностью (температура плавления около 1800°C), химической инертностью, механической прочностью, диэлектрическими и другими свойствами; при введении муллита в фарфоровую массу он придает эти же свойства керамическим изделиям.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Корунд применяется в основном в качестве сырья для производства абразивов. В небольшом количестве он используется как огнеупорный материал.

Абразивами называют природные и искусственные минеральные вещества (абразивные материалы) и инструменты (абразивные

изделия), посредством которых в различных областях промышленности выполняют процессы шлифования, истирания, размола, полировки. Наиболее распространенным и важным процессом является шлифование.

Крупность зерен абразивных материалов колеблется от нескольких миллиметров до нескольких микронов. Самым важным видом абразивных изделий являются шлифовальные круги, изготавливаемые из абразивных материалов, сцементированных керамической, бакелитовой, магнезиальной, силикатной и другими связками.

Главным критерием качества корунда для производства абразивных материалов является его механическая прочность, которая колеблется в широких пределах даже для руд одного месторождения. Существующие технические требования на корундовые руды и наждаки характеризуют в основном только минеральный или химический состав сырья. Вредной примесью являются гидроокислы железа, содержание которых допускается не более 5%.

Богатыми считаются руды, содержащие больше 25% корунда. При их качественной оценке производственно-технологические испытания дают только выходы различных номеров зернистости. Крупность кусков корундовой руды не должна превышать 250 мм, не допускается и присутствие кусков пустой породы.

Качественная оценка бедных корундовых руд (содержание корунда 10—25%) прежде всего зависит от технико-экономических показателей обогащения и стоимости получения концентрата. В СССР бедные корундовые руды не добываются.

Руды, содержащие корунд в крупных кристаллах, и корунд россыпей обогащаются хорошо. Из корундовых руд средней и мелкой зернистости можно также получить кондиционный концентрат. Однако мелкозернистые и вкрапленные бедные руды, особенно с тонким проращением корунда другими минералами, обогащаются плохо. Основным методом обогащения являются флотационный и гравитационный.

Корунд является редко встречающимся полезным ископаемым. Вместе с тем потребности в нем промышленности возрастают с каждым годом. Поэтому с начала нашего столетия в целом ряде стран, в том числе и у нас, налажено производство искусственного корунда — алунда — путем электроплавки (при температуре 2040°) бокситов. По механической прочности алунд превосходит корунд и с успехом его заменяет. Другим синтетическим абразивным материалом является карборунд (SiC), по твердости почти не уступающий алмазу, и еще более твердый, но и более дорогой карбид бора.

Наждаки используются промышленностью исключительно в качестве сырья для абразивной промышленности. В настоящее время минимальное содержание корунда в наждаках допускается в 8%. Предельные размеры величины кусков руды установлены от 300

до 25 мм. В настоящее время наждаки почти не подвергаются обогащению ни у нас, ни за границей.

Поскольку даже корунд сейчас применяется в основном только для производства мелкозернистых абразивов, что требует флотационного метода обогащения, следует отметить, что этим методом можно обогащать не только мелкозернистые корундовые руды, но и наждаки.

Таким образом, принятое в настоящее время разделение корунд-содержащих пород на корунды и наждаки потеряло свое значение с этой точки зрения.

Группа высокоглиноземных минералов (андалузит, силлиманит, кианит, джумортерит) используется для производства высокоогнеупорных изделий и ответственных технических фарфоров.

Огнеупоры из них применяются в металлургической, стекольной, керамической и других отраслях промышленности в тех случаях, когда обыкновенные шамотные (из огнеупорной глины) или динасовые (из кварцитов) огнеупоры малоустойчивы.

Для производства высокоогнеупоров руды должны иметь следующий состав: Al_2O_3 не ниже 54%, Fe_2O_3 и FeO не более 2% и щелочей (K_2O и Na_2O) не выше 1—1,5%. Для изготовления технических фарфоров содержание Al_2O_3 может быть ниже (но не менее 45%), а содержание $Fe_2O_3 + FeO$ не выше 0,5—0,75%. Высокоглиноземное сырье используется также для получения силуминов — легких сплавов из алюминия и кремнезема. Руды для этого должны содержать: Al_2O_3 не менее 58%, щелочей не более 0,5%, SiO_2 37% и окиси железа и титана 0,5—0,7%.

Особо следует указать на комплексное использование месторождений корунда и высокоглиноземного сырья. Во вторичных кварцитах корунд обычно находится в ассоциации с андалузитом, диаспорм, мусковитом, каолинитом, алунитом, а в гнейсах — с кианитом.

В связи с ростом получения искусственных абразивных материалов добыча корунда и наждака по сравнению с 1940 г. уменьшилась примерно в два раза (табл. 7).

Таблица 7

Мировая добыча корунда и наждака
(в тыс. т)

1940 г.	1961 г.	1962 г.	1963 г.	1964 г.	1965 г.
50	30	20	25	20	25

Корунд в крупных масштабах добывается в настоящее время только в СССР и Южной Африке, причем африканский корунд экспортируется почти полностью в США. Греческий и турецкий наждак экспортируется в европейские страны, а также в Японию и США.

Цены на африканский товарный корунд перед войной составляли от 61 до 76 долларов за одну тонну. Средняя цена на наждак в это время была 15—16 долларов за одну тонну.

В то же время (в 1940 г.) США выпустили около 90 тыс. *т* алунда и 30 тыс. *т* карбида кремния.

В СССР добыча корундовых руд и наждаков сосредоточена в двух районах: в Казахстане и на Урале. Переработка корундовых руд и наждаков производится на Урале, частично в Москве и других городах.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Элемент алюминий по степени распространенности занимает третье место после кислорода и кремния, составляя около 8% всей литосферы. Окись алюминия (Al_2O_3) в значительных количествах присутствует в изверженных породах, кристаллических и глинистых сланцах, а также глинах, где среднее содержание ее 15%. Но, несмотря на столь значительную распространенность глинозема в природе, случаи концентрации его сравнительно редки.

В природе полная или частичная миграция кремнезема из алюмосиликатных физико-химических систем, приводящая к концентрации в них глинозема, может происходить различными путями и в различной геохимической обстановке. В условиях поверхностного выветривания химическое разложение различных алюмосиликатов — преимущественно полевых шпатов — приводит к более или менее значительной концентрации глинозема в продуктах их разрушения — различных глинах, каолинах, латеритах и бокситах.

Процессы эти протекают вблизи от дневной поверхности, в условиях низких температур и давлений, поэтому глинозем концентрируется преимущественно в форме различных водных алюмосиликатов (аллофана, галлуазита, каолинита и т. д.) и гидратов Al_2O_3 (коллоидов состава диаспора и гидраргиллита). Безводной кристаллической окиси алюминия в этой обстановке непосредственно не образуется.

Кроме того, концентрация глинозема за счет разрушения полевых шпатов или водных алюмосиликатов происходит при процессах гидротермального, контактового или регионального метаморфизма различных полевошпатовых изверженных или глиноземистых осадочных пород. В результате совместного воздействия высоких температур, давлений, газовых и жидких растворов породы подвергаются значительному метаморфизму с образованием «вторичных» кварцитов. В то же время газовые и жидкие растворы, воздействуя на полевые шпаты или другие алюмосиликаты, разрушают, растворяют их и перетлагают Al_2O_3 и SiO_2 в форме богатых глиноземом андалузита, силлиманита и кианита (дистена). Иногда в результате интенсивной деятельности гидротермального переотложения образуются андалузитовые, силлиманитовые или кианитовые породы с содержанием Al_2O_3 до 60%.

Несколько позже, под воздействием тех же гидротермальных растворов, происходит частичное разложение образовавшихся андалузита, силлиманита или кианита; кремнезем их выносится щелочными растворами, а остающийся глинозем концентрируется в кристаллической форме, образуя мономинеральные корундовые породы. В тех случаях, когда андалузитовые, силлиманитовые или кианитовые породы подвергаются замещению корундом лишь частично, образуются смешанные корунд-андалузитовые, корунд-силлиманитовые и корунд-кианитовые породы.

За счет выветривания коренных месторождений могут образовываться элювиальные, делювиальные и аллювиальные россыпи корунда.

Таким образом, главные промышленные месторождения корунда и высокоглиноземистых минералов принадлежат к следующим генетическим типам: 1) пегматитовые, 2) гидротермальные, 3) метаморфогенные, 4) выветривания.

1. Пегматитовые месторождения корунда можно подразделить на два подтипа: а) корундовые сиенито-пегматиты, б) корундовые плагиоклазиты и марундиты.

Корундовые сиенито-пегматиты залегают в виде жил и линз небольших размеров среди массивов щелочных и нефелиновых сиенитов или близ контакта с последними во вмещающих породах. Залежи сложены преимущественно полевыми шпатами, среди которых в небольших количествах (до 10—15%) присутствуют кристаллы корунда размерами до 40 см. Вследствие малых размеров залежей и низкого выхода корунда месторождения этого подтипа в настоящее время не эксплуатируются. Они известны в Канаде, Индии и СССР (Ильменские горы на Урале).

Корундовые плагиоклазиты (кыштымиты) и марундиты приурочены к массивам ультраосновных и основных пород (перидотитов, пироксенитов, горблендитов и серпентинитов), а также к серпентинизированным доломитам, среди которых они залегают в форме жилобразных тел и штоков. Плагиоклазиты и марундиты являются кристаллически-зернистыми породами, состоящими соответственно из плагиоклаза разной основности (от олигоклаза до анортита) и корунда или из корунда и маргарита (силиката из группы хрупких слюд) с второстепенными минералами-примесям. Корунд в плагиоклазитах и марундитах составляет до 60—70%, а величина кристаллов его варьирует от нескольких миллиметров до 30—40 см. Месторождения этого подтипа известны в СССР на Южном Урале (Борзовское месторождение и др.), но имеют ограниченные размеры и в доступной для эксплуатации части выработаны. За границей месторождения этого подтипа разрабатываются в Южной Африке.

2. Гидротермальные месторождения представлены мощными линзами и гнездообразными залежами чисто корундовых и мусковит-корундовых тел длиной иногда до 200 м, залегающими среди вторичных кварцитов. Последние являются продуктами гидротермального метаморфизма эффузивных порфиров

и порфиристов, а также гранодиоритов. Корундовые руды характеризуются содержанием корунда до 95% и представляют собой ценнейшее абразивное сырье. В периферических частях залежей они переходят через корунд-андалузитовые в чисто андалузитовые руды с содержанием андалузита до 95%. Некоторые месторождения (штат Калифорния, США) содержат только андалузитовые руды с незначительным количеством корунда. В других месторождениях (Акташском в Средней Азии) среди вторичных кварцитов встречаются залежи чисто диаспоровых и чисто каолининовых пород (агальматолита). Вторичные кварциты, вмещающие залежи богатых руд, на значительных площадях в качестве главного породообразующего минерала содержат корунд, андалузит, диаспор или алунит в количестве до 20—30% и более. Очень крупные запасы указанных полезных ископаемых во вторичных кварцитах дают возможность использовать последние путем применения механического обогащения. Крупные размеры месторождений при очень высоком качестве богатых корундовых, андалузитовых, диаспоровых и других руд обуславливают особо важное промышленное значение месторождений этого подтипа. Примером их служат месторождения Семиз-Бугу в Казахской ССР и Акташское.

3. **Метаморфогенные месторождения** корунда и высокоглиноземистых минералов можно подразделить на два подтипа: а) контактово-метаморфические, б) регионально-метаморфические.

Контактово-метаморфические месторождения наждаков образуются в форме неправильных линз и гнезд среди габбро, норитов, гранитов и на контактах этих интрузивных массивов с вмещающими породами. По своему происхождению такие залежи являются ксенолитами высокоглиноземистых осадочных пород, захваченными магмой и перекристаллизованными. В СССР примером месторождения наждака такого генезиса является Синангойское месторождение в Хакаской автономной области.

Регионально-метаморфические месторождения высокоглиноземистых минералов (кианита и силлиманита) и корунда приурочены к древним докембрийским свитам метаморфических пород, представленным преимущественно различными кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами. Рудные тела этих месторождений представляют собой отдельные горизонты сланцев и гнейсов, обогащенные кианитом или силлиманитом. Залежи прослеживаются на большом протяжении (до нескольких километров), но руды являются вкрапленными и обладают невысоким содержанием кианита или силлиманита (до 30%), лишь на отдельных участках повышающимся до 50—80%. Относительно редко среди вкрапленных руд обособляются пластообразные линзы сплошных корундовых, кианитовых или силлиманитовых руд. Образование месторождений этого подтипа обусловлено сложным метаморфизмом богатых глиноземом осадочных пород. Примером месторождений кианитовых руд такого рода являются месторождения Кейвы на Кольском полуострове, а при-

мером месторождения корундовых и кианитовых руд — Чайнытское месторождение в Якутии.

Среди регионально-метаморфических месторождений встречаются и месторождения наждаков, залегающие преимущественно в кристаллических известняках (мраморах) и располагающиеся в определенных стратиграфических горизонтах между литологически различными толщами. Форма рудных тел — пластовые линзы, штоки, гнезда, иногда неправильные трубообразные и жилородобные залежи. Размеры рудных тел различны — наряду с мелкими встречаются крупные. В мраморах располагаются крупнейшие в мире месторождения наждаков на о. Наксос (Греция). В СССР длительное время эксплуатируются месторождения наждаков этого же типа на Южном Урале (Прииртяшские месторождения).

4. Месторождения выветривания представлены элювиальными, делювиальными и аллювиальными россыпями корунда, андалузита, силлиманита и кианита. Самостоятельного значения они не имеют, но иногда сопровождают коренные месторождения и в отдельных случаях в них оказывается сконцентрированным значительное количество того или иного минерала, извлечение которого, особенно корунда, обходится значительно дешевле, чем из коренных залежей. Делювиальная россыпь корунда продолжительное время эксплуатировалась, например, на месторождении Семиз-Бугу, элювиальная россыпь кианита — на Борисовском месторождении (Южный Урал). За границей крупные делювиальные россыпи андалузита, кианита и силлиманита известны в Южной Африке, на о. Мадагаскар и в Индии.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Крупные месторождения корунда и наждака сосредоточены в пределах Кыштымского и Каслинского районов Челябинской области. Месторождения корунда здесь в основном выработаны, а крупные Прииртяшские месторождения наждака, расположенные в мраморах, еще содержат значительные запасы и до сих пор представляют большой промышленный интерес.

На территории Казахстана среди вторичных кварцитов находится ряд месторождений корунда и андалузита. Крупнейшим является месторождение Семиз-Бугу в Карагандинской области, долгое время бывшее главным поставщиком корунда для нашей промышленности.

В Ташкентской области эксплуатируется Акташское месторождение диаспора, дюмортьерита, корунда и андалузита.

В Салаирском кряже расположено небольшое месторождение наждаков типа Прииртяшского (Обуховское). Наждаки, приуроченные к ксенолитам высокоглиноземных пород среди изверженных массивов, известны в Хакасии (Синангойское месторождение).

В северных отрогах Станового хребта расположено Чайнытское кианит-корундовое месторождение. Сырье высокого качества дают кианитовые месторождения Кейвы на Кольском полуострове.

Подобные же небольшие месторождения известны в Северной Карелии (Тербеостров, Хизо-Вара и др.). Мелкие месторождения кианита имеются на Урале в Челябинской и Свердловской областях, в Алтайском крае и Иркутской области.

Месторождения андалузитовых вторичных кварцитов известны в Армении; в Бурятской АССР разведывается крупное Кяхтинское месторождение силлиманитовых сланцев.

Крупнейшие в мире месторождения наждака в мраморах расположены в Греции и Турции. Мелкие месторождения наждака известны в США (штаты Нью-Йорк и Филадельфия). Значительные месторождения корунда имеются в Южной Африке, где они приурочены к плагиоклазитам.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождение Семиз-Бугу. Гидротермальное месторождение андалузита и корунда Семиз-Бугу находится в Центральном Казахстане. Район месторождения сложен мощной толщей кислых эффузивных пород девона, прорванных гранитоидами. В приконтактной зоне эффузивы преобразованы во вторичные кварциты, которые и слагают гору. По минеральному составу выделяются серицитовые, алунитовые, андалузитовые вторичные кварциты и собственно вторичные кварциты, сложенные почти одним кварцем. Среди вторичных кварцитов залегает три корундовых, шесть андалузитовых и одно андалузит-корундовое тело.

Наиболее крупное или главное андалузит-корундовое тело располагается на юго-западном отроге горы. Оно имеет форму неправильной крутопадающей линзы с глубиной, резко сокращающейся в размерах. На поверхности линза имеет длину 180 м при мощности от 10 до 44 м, на глубине около 50 м длина уменьшается до 14 м, а мощность до 9—15 м. Линза вытянута в северо-восточном направлении и пересечена широтными дайками габбро-порфиритов (рис. 22). Она продолжается на глубину более 50 м, но до глубины 33—35 м выработана, так же как почти полностью выработана располагающаяся по склону горы делювиальная россыпь корунда.

Строение рудного тела зональное (рис. 23). В верхних горизонтах (до глубины 30—35 м) центральную часть тела (ядро) слагали корундовые и мусковит-корундовые породы, окаймленные андалузит-корундовыми, корунд-андалузитовыми и андалузитовыми, в которых постепенно уменьшается содержание корунда и увеличивается количество андалузита. К периферии тела в андалузитовых породах появляется кварц, содержание которого постепенно повышается, андалузитовые породы переходят в кварц-андалузитовые и андалузит-кварцевые (с преобладанием кварца), сменяясь затем андалузитовыми и серицитовыми вторичными кварцитами. Мощности отдельных зон в рудном теле непостоянны.

Корундовые породы ядра — средне- и мелкозернистые, обладают синей окраской («сапфиры») и состоят из корунда (70—90%)

с небольшим количеством мусковита и местами гематита; мелкие пустотки в породе содержат выросшие на стенках кристаллики корунда и барита, иглы рутила, пластинки мусковита, пирофиллита и диаспора. Андалузитовые породы мелкозернисты, обладают белой или розовато-белой окраской и состоят из андалузита (90—95%) с примесями корунда, мусковита, диаспора, рутила, пирофиллита, иногда топаза и флюорита.

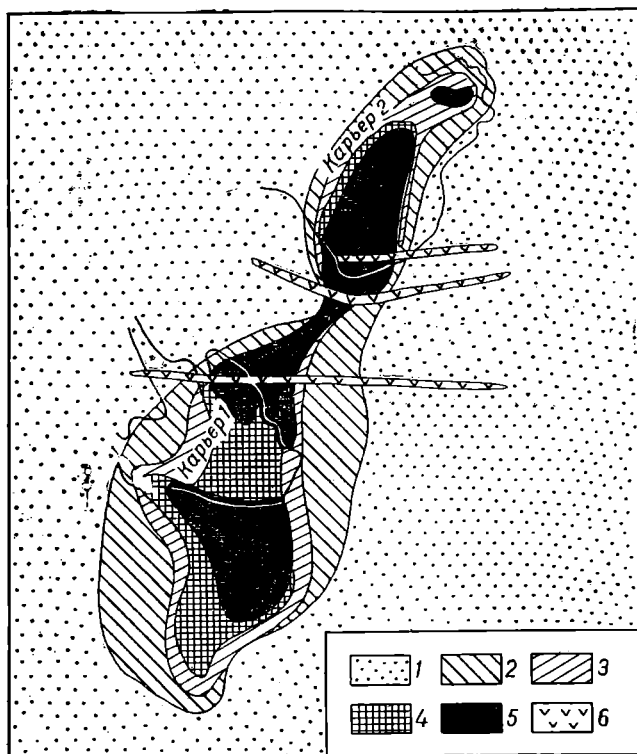


Рис. 22. Главная залежь корунда и андалузита месторождения Семиз-Бугу. По К. Н. Озерову и Г. А. Мельникову

1 — андалузитовый кварцит; 2—4 — андалузитовые породы: 2 — бедные, 3 — средние, 4 — богатые; 5 — корундовые породы; 6 — эпидиориты

На нижних горизонтах в общем сохраняется та же зональность, но сапфириты осевой части тела сменяются здесь серыми пирит-корундовыми породами со средним содержанием пирита около 16%; андалузитовые породы переходят в пирит-андалузитовые. Пирит присутствует также во всех промежуточных разновидностях пород — в верхней части тела пирит встречается редко.

По К. Н. Озерову (1946), месторождение относится к контактово-метасоматическим и образование его связано с воздействием на эффу-

зивы подвижных летучих составных частей гранитной магмы. Летучие компоненты магмы (минерализаторы) вызвали разложение полевых шпатов и окварцевание эффузивов, вынос глинозема в зоны тектонических разломов и переотложение его в форме андалузита, а затем замещение последнего корундом.

Н. И. Наковник (1964) отрицает контактовое происхождение месторождения и считает его возникшим в процессе переработки эффузивов газовыми и жидкими растворами, выделявшимися при многократных вулканических извержениях. Такие растворы, имевшие характер фумарол и сольфатар, действовали вдоль центрального

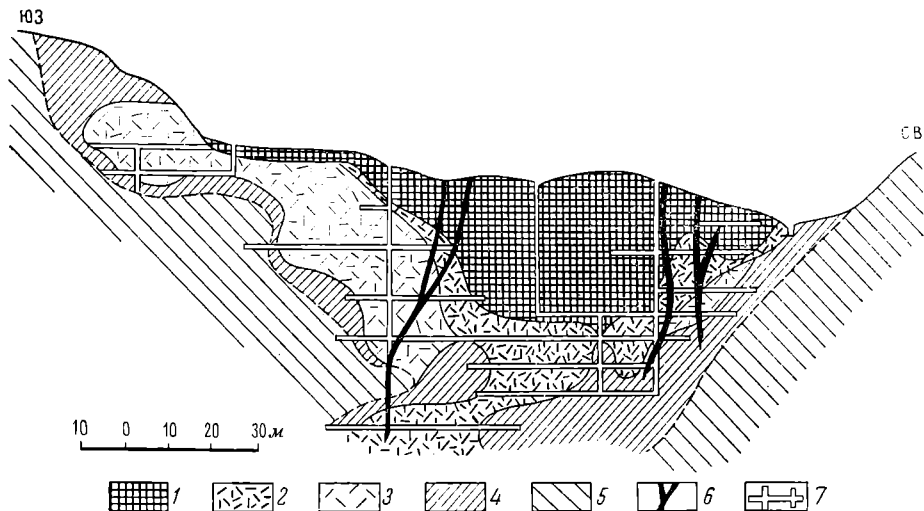


Рис. 23. Продольный геологический разрез через главное андалузит-корундовое тело месторождения Семиз-Бугу.

По К. И. Астащенко

1 — корундовые породы; 2 — пирит-корундовые, слюдяно-корундовые и корунд-андалузитовые породы; 3 — андалузитовые, кварц-андалузитовые и андалузит-кварцевые породы; 4 — андалузитовые вторичные кварциты; 5 — серицитовые вторичные кварциты; 6 — дайки габбро-порфирита; 7 — горные выработки

жерла вулкана. «Здесь, в трещиновато-пористой массе жерла, вдоль жил и даек и по разломам внешней зоны происходило сильное изменение пород продолжительно действовавшими фумаролами и сольфатарами. Наиболее сильное изменение произошло в главном эруптивном центре, где действие фумарол было наиболее активным, длительным и сложным, где достигалась высокая температура и менялся состав газотерм от галоиднокислых до сернокислых, углекислых и даже щелочных, и наоборот. Здесь сформировались высокоглиноземные рудные тела на общем фоне андалузит-серицито-кварцевого изменения» (Наковник, 1964, стр. 137—138).

По данным Н. И. Наковника (1964), образование вторичных кварцитов и их высокоглиноземных андалузитовых и корундовых

тел одновременно. Последние сформировались позже первых, по крайней мере позже андалузитовых и серицитовых кварцитов, на что указывают включения обломков этих пород в андалузит-корундовом теле, реликтовая брекчиевидная текстура «сапфиров» и мелкие жилки корунда, секущие вторичные кварциты. Образование главного андалузит-корундового тела Семиз-Бугу происходило метасоматически, а формирование его отдельных зон шло одновременно с прогрессирующим выносом растворами SiO_2 и отложением Al_2O_3 .

Таким образом, вторичные кварциты и андалузит-корундовые тела месторождения Семиз-Бугу являются гидротермально-метаморфическими образованиями, причем формирование их происходило путем извлечения из эффузивов кремнезема, глинозема и некоторых других компонентов, переноса и переотложения этих соединений без привноса их из магмы.

Главное андалузит-корундовое тело и делювиальная россыпь корунда около 30 лет служили основным источником снабжения абразивной промышленности СССР высококачественным корундом, отсюда получено также значительное количество богатых андалузитовых руд, но к настоящему времени изученная часть месторождения в основном отработана.

Прииртятские месторождения. Эти месторождения наждака расположены на восточном склоне Урала, в пределах Челябинской области, вдоль восточного берега оз. Иртыш. Район месторождения сложен мощной толщей метаморфических пород нижнего палеозоя, в которой существенную роль играют перемежающиеся с хлоритоидными сланцами полосы мраморов, достигающие мощности 1000 м. Простираение пород колеблется от близкого к меридиональному до северо-восточного с падением на юго-восток под углом 55—80°.

Известные здесь три месторождения наждака приурочены к двум различным полосам мраморов: Теченское и Кызылташское расположены в восточной, а Иртышское — в западной полосе. В каждом месторождении рудные залежи представлены отдельными телами наждака, залегающими на белых и перекрытых серыми полосчатыми мраморами. В настоящее время известно свыше 30 отдельных рудных тел. Форма и размеры рудных тел варьируют в широких пределах: рудные тела то являются типичными линзами (рис. 24), то образуют гнезда и штокообразные залежи. Длина линз по простиранию колеблется от 5 до 100 м, мощность достигает 30 м. По падению рудные тела прослеживаются от нескольких метров до 50—60 м.

Наждаки довольно однообразны по составу и относятся преимущественно к хлоритоидным разновидностям. Типичный наждак представляет массивную мелко- и среднезернистую от темно-зеленого до синего цвета породу, среди которой рассеяны многочисленные зерна сульфидов.

Кроме главных породообразующих минералов — хлоритоида, маргарита, корунда и пирита — в составе наждаков принимают участие в подчиненных количествах магнетит, пирротин, халько-

пирит, рутил, диаспор и другие минералы. Содержание корунда изменяется от ничтожных количеств до 60—70%.

Тела наждака пересечены многочисленными прожилками, состоящими из крупнокристаллических агрегатов хлоритоида, корунда, маргарита, сульфидов, магнетита и кальцита.

Около рудных тел мраморы сильно перекристаллизованы и содержат минеральные новообразования, располагающиеся более или

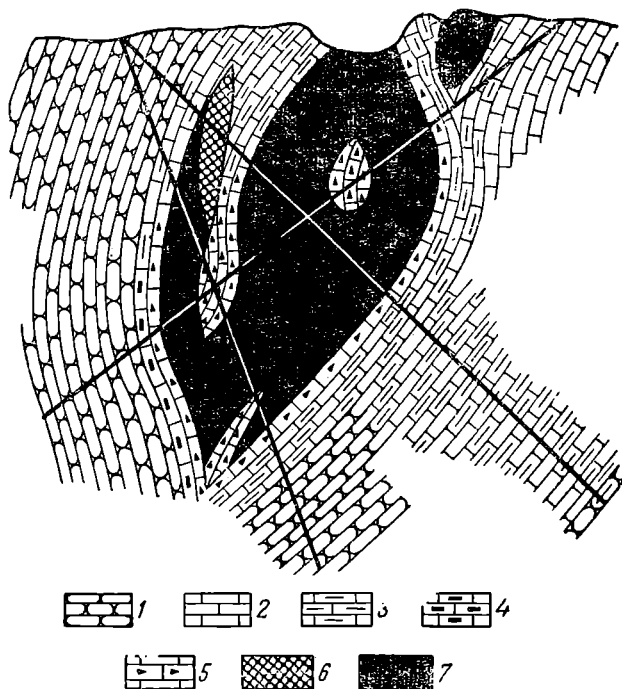


Рис. 24. Геологический разрез через тело наждака Кызылташского месторождения.
По К. Н. Озерову

1 — "серый мрамор; 2 — белый мрамор; 3 — вкрапленность серицита; 4 — вкрапленность сульфидов; 5 — вкрапленность корунда и хлоритоида; 6 — кварц-серицитовая порода; 7 — наждак

менее правильными зонами. Около самого наждака в мраморе присутствуют обильные включения и прожилки хлоритоида, корунда и сульфидов. Мощность этой зоны от 0,85 до 2 м. Далее следует мрамор с густой вкрапленностью серицита и пирита, местами целиком замещаемый ими с образованием кварц-серицитовых пород с содержанием большого количества турмалина и пирита (мощность зоны от 1 до 40 м); кварц-серицитовые породы постепенно сменяются неизмененными мраморами.

По данным К. Н. Озерова (1946), генетически Припиртяшские месторождения наждака представляют собой продукты регионального метаморфизма бокситов палеозойского возраста.

Кейвские месторождения. Метаморфические месторождения кианита Кейвы расположены в центральной части Кольского полуострова на водораздельном крыже, вытянутом в юго-восточном направлении более чем на 200 км (от оз. Сей-явр на западе до пос. Каневка на востоке) и состоящем из отдельных возвышенностей, называемых «кейвами». Ширина метаморфических пород свиты кейв колеблется от нескольких сот метров на флангах до 10—14 км в ее центральной части, слагая Кейвский крыж, приуроченный к осевой части Кейвского синклиория. В виде полос меньшей протяженности и ширины, а также в виде небольших пятен и линз, приуроченных к ядрам отдельных, более глубоко погруженных синклинальных складок, метаморфические породы свиты кейв распространены также к югу от Кейвского крыжа (Южные Кейвы), свидетельствуя о былом непрерывном развитии свиты кейв на всем этом обширном пространстве.

На всем протяжении Кейвский крыж сложен биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, кристаллическими сланцами (слюдяными, ставролитовыми и кианитовыми), кварцитами и метаморфизованными карбонатными породами, составляющими так называемую свиту кейв верхнеархейского возраста. Породы свиты кейв образуют сложную асимметричную синклиналь юго-восточного простирания, опрокинутую на юго-запад, вследствие чего доминирует падение пластов на северо-восток под углом до 45° (рис. 25 и 26).

Складкообразование сопровождалось внедрением анортозитов и порфириовидных гранитов, несколько позже образовались дайки и силлы амфиболитов; еще моложе палеозойские массивы щелочных гранитов.

Продуктивными породами являются кианитовые, кварц-кианитовые и ставролит-кианитовые сланцы, образующие горизонт мощностью до 80—150 м, непрерывно прослеженный на 140 км. Все известные месторождения Кейв (около 20) представляют собой отдельные участки кианитовой полосы (Червурта, Шуурурта, Тавурта и др.).

По минеральному составу сланцы однообразны и отличаются лишь по количественным соотношениям отдельных минералов, а также по текстурным и структурным признакам, которые проявляются прежде всего в основном полезном минерале — кианите.

Главные порообразующие минералы кристаллических сланцев — кианит, кварц, ставролит, мусковит, графит и углистое вещество. В небольших количествах присутствуют рутил и плагиоклаз. Местами кристаллические сланцы содержат от 10—15 до 40% силлиманита, иногда гранат.

Преобладают кианитовые сланцы, в которых содержание кианита колеблется в небольших пределах — между 30—40 вес. %. Такое содержание кианита, типичное для приповерхностных участков

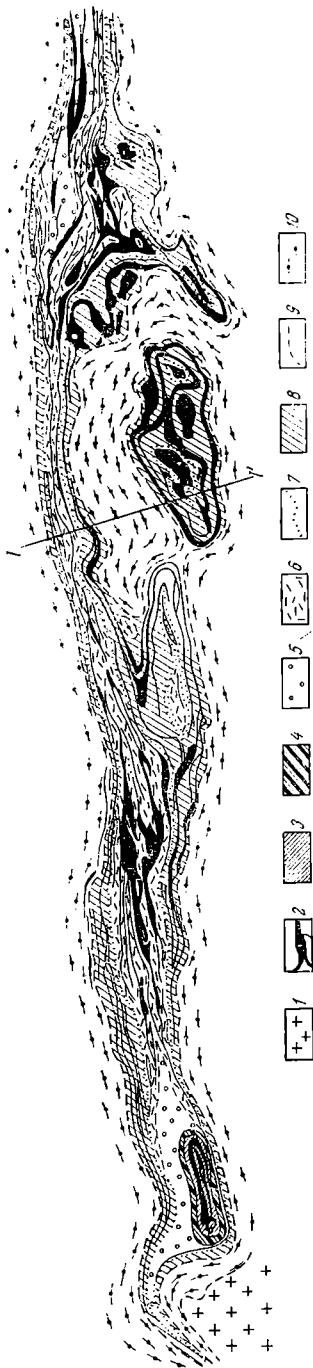


Рис. 25. Схематическая геологическая карта свиты кейсы.

По И. Д. Батисовой и И. В. Белякову

1 — щелочные граниты; 2 — метабазиты; 3 — двусюльные сланцы, кварцито-гнейсы, гранат-ставролитовые сланцы пачки Ж; 4 — песчанники, доломитизированные песчаники, доломиты (пачка Е); 5 — двусюльные ставролит- и гранатосодержащие, слюдяно-гранатовые, мусковит-кварцевые сланцы (пачка Д); 6 — порфиробластические плагиоклаз-ставролитовые и плагиоклаз-ставролит-кварцевые сланцы (пачка Г); 7 — мусковитовые кварциты (пачка В); 8 — кинитовые и ставролит-кварцевые сланцы (пачка Б); 9 — хлоритовые, слюдяно-гранатовые и ставролит-гранатовые сланцы (пачка А); 10 — биотитовые, гранат-биотитовые и амфиболовые гнейсы.

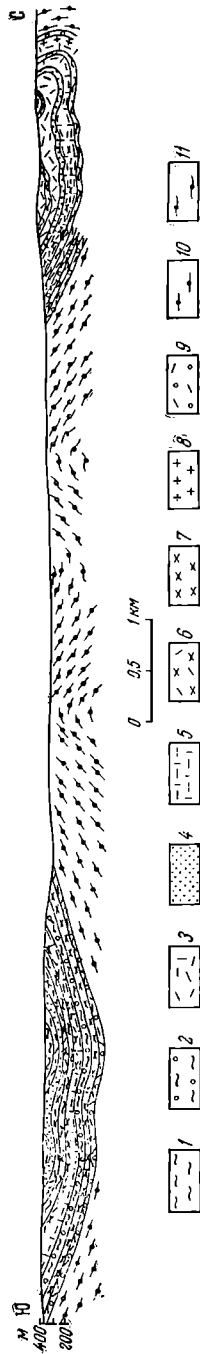


Рис. 26. Разрез по профилю Центральные Кейсы.

По И. Д. Батисовой и И. В. Белякову

1 — полевошпатовые амфиболиты; 2 — гранатовые амфиболиты; 3 — порфиробластические плагиоклаз-ставролитовые и плагиоклаз-кварцевые сланцы (пачка Г); 4 — мусковитовые кварциты (пачка В); 5 — мелкокристаллические ставролит-кварцевые сланцы (пачка Б); 6 — ставролит-кварцевые сланцы со слюдяным кинитом (пачка А); 7 — кинитовые сланцы со слюдяным кинитом (пачка Б); 8 — парамоρφические кинитовые сланцы (пачка Б); 9 — слюдяно-гранатовые, ставролит-гранатовые и хлоритовые сланцы (пачка А); 10 — биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, 11 — биотитовые гнейсы с порфиробластами микроклина, частью амфиболовые гнейсы — метасомати

месторождений, принято для руд как среднее. Руды с содержанием кианита свыше 40 % отнесены к богатым, а с содержанием ниже 30 % (до 20 %) — к бедным разностям. С глубиной содержание кианита в кристаллических сланцах снижается на 3—5 %, что связано с различной устойчивостью минералов кианитовых сланцев к выветриванию, обуславливающей относительное обогащение кианитом сланцев в выветрелой зоне.

В зависимости от морфологических особенностей кианита в сланцах выделяются три главных типа руд: с волокнистыми и игольчатыми агрегатами кианита (тип волокнисто-игольчатых руд); с параморфическими агрегатами кианита по хиастолиту (тип параморфических руд); с конкреционными агрегатами кианита (тип конкреционных руд). Кроме того, некоторую роль играют руды: с агрегатами порфиروبластического и идиобластического кианита (тип порфиروبластических руд); с параморфическими и конкреционными агрегатами кианита (тип конкреционно-параморфических руд). Крупноконкреционные кианитовые сланцы относятся к наилучшим по обогатимости и дают концентраты с содержанием глинозема 57—58 % при незначительном количестве вредных примесей.

Изучение кейвских кианитовых месторождений позволило установить их полиметаморфический генезис, обусловленный длительностью и сложностью геологической истории формирования посленижнеархейской Кейвской геосинклинали. Первичным материалом, за счет которого возникли кианитовые сланцы, послужили обогащенные Al_2O_3 и органическим веществом глинистые, каолинового типа осадки свиты кейв, имеющие верхнеархейский возраст (Бельков, 1963).

Кейвские кианитовые месторождения по своим масштабам несравнимы ни с одним из других известных в мире месторождений высокоглиноземистого сырья и по геологическим запасам превосходят все другие месторождения, вместе взятые.

ЛИТЕРАТУРА

Асташенко К. И. Новые данные по геологии и петрографии главного андалузит-корундового тела месторождения Семиз-Бугу. «Сов. геология», 1945, № 7.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты кейв. Изд-во АН СССР, 1963.

Борисов П. А. [и др.]. Большие Кейвы. Проблема Кольских кианитов. Ленинград. геол. упр., сб. 5, Гостоптехиздат, 1940.

Дыбков В. Ф. Корунд и высокоглиноземное сырье. В кн.: «Курс месторождений полезных ископаемых». Изд-во «Недра», 1964.

Койфман М. И. Корунд и наждак. Госгеолиздат, 1947. (Требование промышленности к качеству минерального сырья, вып. 37.)

Меренков Б. Я. Драгоценные, технические и поделочные камни. Изд-во НКТП СССР, 1936.

Мусни Р. А. Генетические типы месторождений корундовых руд как разновидности глиноземистых формаций. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1957.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. Изд-во «Недра», 1964.

Озеров К. Н. Месторождения корунда и наждака. В кн.: «Абразивы». Госхимтехиздат, 1934.

Озеров К. Н. О зависимости формы кристаллов корунда от химического состава среды. Докл. АН СССР, 1945, т. 97, № 1.

Озеров К. Н. Корунд и высокоглиноземное сырье. В кн.: «Курс месторождений полезных ископаемых». Гостоптехиздат, 1946.

Русаков М. П. и Наковник Н. И. Корундовые месторождения Казахской степи. Тр. ГГРУ, вып. 87, 1932.

Глава 7

АСБЕСТ

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ФИЗИЧЕСКИЕ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА, РАЗНОВИДНОСТИ

Под термином асбест объединяется большое число минералов, весьма различающихся по химическому составу и физическим свойствам, но обладающих характерной, свойственной только им особенностью — способностью разделяться на тонкие волокна. Таким образом, термин асбест является структурным, объединяющим ряд минералов, разделяющихся по атомной структуре на две минеральные группы — серпентина и амфиболов. К группе серпентиновых асбестов относится один весьма широко распространенный в природе вид — хризотил-асбест. В группу амфибол-асбестов входит большое число минералов: антофиллит, амозит, крокидолит, актинолит, тремолит, режикит, родусит-асбесты, отличающиеся друг от друга рядом важных и ценных свойств, химическим составом, атомной структурой и внешними признаками.

✓ Хризотил-асбест наиболее широко используется в промышленности, на долю его приходится 90—95% мировой добычи асбеста. По химическому составу это водный силикат магния. Эмпирическая формула его $3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, что соответствует 43,46% MgO , 43,5% SiO_2 и 13,04% H_2O . Как правило, в нем всегда присутствуют примеси FeO и Fe_2O_3 , содержание которых редко превышает 2%, причем часть FeO хризотил-асбеста изоморфно замещает MgO , остальное же количество железа связано с механической примесью магнетита, реже хромита. Количество других примесей (Al_2O_3 , Cr_2O_3 , CaO , NiO , MnO , CoO и щелочи) определяется долями процента. Благодаря появлению в составе хризотил-асбеста указанных примесей количества в нем MgO и SiO_2 оказываются обычно пониженными до 40% и менее, колеблется также и содержание конституционной воды, то повышаясь до 14,5—15%, то падая до 11,5—12%.

Представление о химическом составе хризотил-асбеста главных мировых месторождений дает табл. 8.

Вследствие тонковолокнистого строения хризотил-асбеста его структура долгое время не была установлена. По данным И. Уайттекера и И. Зуссмана (Whittaker a. Zussman, 1956), вероятная

Химический состав главных мировых месторождений хризотил-асбеста

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	42,60	39,62	40,90	42,69	41,60	41,77	40,05	40,17	40,75
Al ₂ O ₃	0,65	0,81	1,66	0,98	1,22	0,87	1,90	1,93	1,82
Fe ₂ O ₃	1 04	4,52	2,02	1,23	0,64	0,98	1,60	0,27	0,74
FeO	0,45	1,90	0,69	0,32	0,72	1,24	0,40	0,45	
MgO	40,77	39,73	39,92	41,03	41,31	40,79	38,35	40,94	40,69
CaO	0,03	He	Нет	0,07	0,40	Нет	0,15	0,97	Нет
Cr ₂ O ₃	He	То же	»	He	He	Следы	He	He	He
	опр.			опр.	опр.		опр.	опр.	опр.
NiO	То же	»	He	0,12	0,12	0,02	То же	»	То же
			опр.						
MnO	»	»	0,07	0,03	Следы	He	»	0,09	»
H ₂ O + 105°	13,46	13,32	13,84	12,83	13,17	12,87	16,60	13,15	12,65
H ₂ O — 105°	0,95	0,43	0,99	0,76	1,22	0,66		1,34	1,86
K ₂ O + Na ₂ O	Следы	Нет	Нет	0,09	Нет	0,16	0,40	0,19	He
									опр.
Сумма	99,95	100,33	100,09	100,15	100,40	99,39	99,45	99,50	99,57

Месторождения: 1 — Баженково; 2 — Тзетфорд, Канада; 3 — Шабани, Южная Родезия; 4 — Красноуральское; 5 — Актотрак; 6 — Ильчирское, Восточная Сибирь; 7 — Нью-Амиантус, Африка; 8 — Аспагаское, Западная Сибирь; 9 — Аризонское.

моноклиальная ячейка кристаллической решетки хризотил-асбеста имеет следующие размеры: $a = 5,34 \text{ \AA}$; $b = 9,25 \text{ \AA}$; $c = 14,65 \text{ \AA}$; $\beta = 93^\circ 16'$.

Согласно химическому составу ячейка содержит четыре молекулы: $2\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9 = (\text{OH})_6\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{11} \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Электронно-микроскопическое изучение (Maser a. o., 1960) показало, что волокно хризотил-асбеста представляет собой трубчатый кристалл (рис. 27). Теоретическое обоснование трубчатого строения хризотил-асбеста было произведено Х. Ягодзинским и Н. Багхи (Jagodzinski a. Bagchi, 1953). По данным этих исследователей, внутренний диаметр трубок хризотил-асбеста оказался равным 130 \AA , внешний — 260 \AA , следовательно, толщина стенок трубки равна 65 \AA . Так как поперечник пакета хризотил-асбеста равен $7,1 \text{ \AA}$, то в трубку хризотил-асбеста закручено девять структурных пакетов; трубочки хризотил-асбеста укладываются «с весьма большой степенью (почти что строго) параллельности, причем выдерживается закон гексагональной плотнейшей упаковки» (Белов, 1954).

Оптические константы хризотила подвержены значительным колебаниям. Показатель преломления колеблется в пределах $1,53$ — $1,57$,

величина двупреломления равна 0,010—0,011, до 0,020. Угол оптических осей может быть и положительным, и отрицательным, колеблется в пределах $\pm 15-40^\circ$.

Хризотил-асбест способен к почти неограниченному расщеплению. По данным В. Баренса и Ф. В. Сыромятникова, руками можно отщепить волокно хризотила толщиной в 0,75—1,5 мк. По данным Н. В. Соболевой и Н. Д. Соболева (1965, стр. 16), «при распушке хризотил-асбест распадается на волокна, состоящие из громадного числа параллельно расположенных элементарных волоконцев (кристаллитов), связанных между собой силою сцепления. Таким образом, понятие волокно-иголка в применении к асбесту является условным, объединяющим агрегат волокон. Толщина кристаллитов определяется в ангстремах (0,00000001 мм и меньше)».

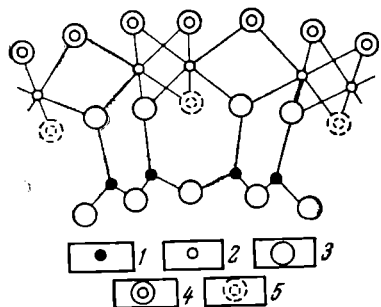


Рис. 27. Схема структуры хризотил-асбестового пакета. Изгиб пакета несколько преувеличен.

По Н. В. Белову, 1954

1^{1/2} — атомы кремния; 2 — атомы магния; 3 — атомы кислорода; 4 — гидроксильные группы; 5 — гидроксильные группы, расположенные вне плоскости чертежа

Важнейшими физическими свойствами хризотил-асбеста, кроме рассмотренной способности расщепляться на тонкие волокна, являются прочность, гибкость, эластичность, низкая электропроводность и огнестойкость. В отношении прочности на разрыв хризотил-асбест, оставляя позади всякого рода растительные волокна, превосходит также и все амфиболовые асбесты. Определения прочности на разрыв требуют довольно сложной аппаратуры и могут производиться только в специальных лабораториях. При полевой работе геолога принято определять прочность волокна асбеста, раз-

рывая его пальцами, причем в зависимости от прочности хризотил-асбест делится на три разновидности: нормальный, полумомкий, или пониженной прочности, и ломкий. При определении прочности хризотил-асбеста необходимо учитывать степень деформированности волокон, так как последняя значительно понижает его прочность. Первый изгиб понижает прочность особенно заметно, при повторном же изгибе она изменяется сравнительно мало (табл. 9).

Термостойкость хризотил-асбеста определяется той температурой (700°), при которой происходит выделение из него кристаллизационной воды, после чего асбест теряет прочность и эластичность и становится хрупким. Плавится хризотил при температуре 1550° С.

Кислотоупорность хризотила слабая: под действием даже слабых кислот он разлагается. Значительное разлагающее действие оказывает на хризотил также и морская вода. Щелочеупорность хризотила довольно высока.

Весьма тонкая трубчатая структура асбестового волокна предопределяет его коллоидальные свойства: хризотил-асбест не уступает

Механические свойства хризотил-асбеста из месторождений СССР
По Ф. В. Сыромятникову

Месторождения	Прочность на изгиб, кг/мм ²			Модуль изгиба недеформированного волокна 10 г/см
	недеформированного волокна	после однократного излома	после скручивания на 5 оборотов	
Ильчирское	279—387	146—237	65—76	—
Баженовское (нормальный асбест)	317	210	163	1073
Баженовское (ломкий асбест)	234	—	—	296
Красноуральское	313	142	—	668
Останинское	269	139	53	—
Актотракское	285	—	—	383
Аспагашское	245	121	84	855

лучшим гидравлическим добавкам по способности к набуханию, к адсорбции извести, едкого натрия, водяного пара и т. п. Хризотил-асбест является хорошим тепло-, звуко- и электроизолятором.

Цвет хризотил-асбеста в куске золотисто-желтый, желто-зеленый, серебристо или снежно-белый, редко травяно- или изумрудно-зеленый и розовый. В распушенном виде цвет волокна хризотил-асбеста в большинстве случаев снежно-белый.

Длина волокна хризотил-асбеста исключительно редко достигает 300 мм, волокно в 20—30 мм составляет в общем количестве волокна даже лучших мировых месторождений всего около 1%. Наиболее распространенная длина волокна хризотила равна 2—6 мм, практически используются волокна длиной 0,2 мм.

Твердость хризотила 3—3,5, удельный вес колеблется в пределах 2,34—2,60, может быть принят равным 2,50.

Изучение амфибол-асбестов под электронным микроскопом показало, что им не свойственна трубчатая структура, характерная для хризотил-асбеста. Точные и детальные рентгеновские исследования Р. И. Гаррода и К. С. Рэнна (Garrod a. Rann, 1952) показали, что амфибол-асбесты представляют собой асбесты вращения.

А н т о ф и л л и т - а с б е с т является представителем амфибол-асбестов ромбической сингонии, химическая формула его $(\text{Mg}, \text{Fe}^2)_7\text{Si}_8\text{O}_{22}[\text{OH}_2]$. Обычно он встречается в виде радиально-лучистых агрегатов, реже в виде длинного продольного волокна, ориентированного параллельно стенкам вмещающей трещины. Цвет антофиллита желтовато- или коричневатого-серый, зеленый, серовато-белый. Расщепляется на тонкие волокна антофиллит значительно хуже хризотил-асбеста и является неэластичным, хрупким. Сопротивление разрыву у него слабое и резко понижается при нагревании

и деформации, вследствие чего этот минерал для производства текстильных изделий практически не применяется. Температура плавления антофиллита 1300°C . Среди амфибол-асбестов антофиллит является наиболее кислотостойким, причем сохраняет это свойство даже при температуре 900°C . Он устойчив также и против щелочей. Волокна антофиллита чаще всего короткие.

Группа амфибол-асбестов моноклинной сингонии очень обширна.

А м о з и т по химическому составу ($\text{H}_{10}\text{Mg}_5\text{Fe}_{18}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_{25}\text{O}_{84}$) является водным магнезиально-железистым силикатом, содержащим глинозем. Цвет его обычно серовато-белый, реже белый и желто-серый, буроватый и коричневый. По сравнению с хризотил-асбестом расщепляется на отдельные волокна значительно хуже. Прочность на разрыв у недеформированного волокна при обычной температуре достаточно высокая (300 кг/мм^2), но при деформации (в частности, при изготовлении текстильных изделий) и особенно при нагревании резко снижается. Температура плавления амосита $1000\text{—}1200^{\circ}\text{C}$. Для него характерна большая длина волокна, в среднем равная $100\text{—}175\text{ мм}$.

А к т и н о л и т относится к железосодержащим кальциево-магниево-силикатам. Он встречается только в виде короткого волокна длиной не более $5\text{—}10\text{ мм}$. Применение его, основанное на высокой огнестойкости, кислото- и щелочеупорности, ограничено.

Наиболее важную промышленную группу амфибол-асбестов составляют асбесты, относящиеся к группе щелочных амфиболов. Здесь можно выделить, согласно В. П. Петрову и Ю. К. Андрееву (1959), во-первых, гастингсит-рибекитовые асбесты (содержащие два атома натрия), куда относятся крокидолит и родусит, причем первый имеет существенно рибекитовый а второй — магнезио-гастингситовый состав, и, во-вторых, арфведсонит-эккерманитовые асбесты (содержащие три атома натрия) — уральский магнезиоарфведсонит («режикит»).

К р о к и д о л и т - а с б е с т имеет состав $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}[\text{OH}]_2$. Для него характерен синий цвет, по которому он получил второе название «синий асбест». Тонина волокон крокидолита почти такая же, как и у хризотил-асбеста. По механической прочности он также не уступает хризотил-асбесту, но при температурах $200\text{—}500^{\circ}\text{C}$ теряет конституционную воду, поэтому прочность его понижается при более низких температурах, чем у хризотил-асбеста. Температура плавления крокидолита 1150°C . Тепло- и электроизоляционные свойства его почти тождественны свойствам хризотил-асбеста. Крокидолит-асбест является одним из наиболее кислото- и щелочестойких асбестов. Обычно длина волокна его составляет $1,5\text{—}30\text{ мм}$, максимальная — 75 мм .

Р о д у с и т имеет состав $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}[\text{OH}]_2$, а режикит — $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Fe}_3^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}[\text{OH}]_2$.

Родусит-асбест встречается в виде жил, приуроченных к трещинам кливажа, в виде секущих и пластовых жил, а также в виде вкрапленности. Цвет родусит-асбеста в куске синий или голубовато-си-

ний, в распушенном состоянии — пепельно-серый с голубоватым оттенком. Температура плавления 1120°C , удельный вес 3,02, средняя прочность на разрыв недеформированного волокна 170 кг/мм^2 . Длина волокна преимущественно 2—7 мм.

Р е ж и к и т (магнезиоарфведсонит)-асбест встречается в виде поперечно-продольно-косо- и спутанноволокнистых жил или в виде рассеянной минерализации. Цвет режикита голубой, длина волокна колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 см; в продольноволокнистых жилах в отдельных случаях она достигает 30 см. Температура плавления 1100°C , удельный вес 3,05, прочность на разрыв недеформированного волокна 344 кг/мм^2 .

Щелочные амфибол-асбесты, которые часто называют «голубыми асбестами», обладают высокой кислотоупорностью и сорбционной способностью.

Представление о химическом составе амфибол-асбестов дает табл. 10.

Таблица 10

Химический состав амфибол-асбестов
(в вес. %)

Окислы	Аптофиллит	Амосит	Тремолит	Крокидолит	Родусит	Режикит
	Сысерть, Урал	Капская провинция, Южная Африка	Минас-Жерайс, Бразилия	Капская провинция, среднее из 15 анализов	Река Аскыз, Минусинская котловина	Урал
SiO_2	59,31	47,04	55,64	52,82	54,01	55,57
Al_2O_3	0,53	7,02	2,55	0,21	0,23	0,25
Fe_2O_3	0,11	2,43	2,65	14,84	15,70	10,35
FeO	2,47	26,10	6,71	20,39	9,42	2,20
MgO	29,88	4,96	18,49	2,06	10,01	17,60
CaO	0,90	10,84	8,33	0,61	1,52	1,28
MnO	0,14	Не опр.	1,69	Не опр.	0,14	Не опр.
Na_2O	0,08	Следы	0,51	5,31	6,22	7,85
K_2O	Не опр.	»		Не опр.	0,35	1,78
H_2O^+	2,75	1,50	3,11	3,02	2,25	3,16
H_2O^-	0,61	0,10	Не опр.	0,24	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,78	99,99	100,68	99,50	99,35	100,04

Агрегаты волокон асбеста. В зависимости от условий образования волокна хризотил- и амфибол-асбестов встречаются в природе в агрегатах трех типов: поперечно- и косоволокнистые, продольноволокнистые и спутанноволокнистые.

П о п е р е ч н о - и к о с о в о л о к н и с т ы е агрегаты представляют собой жилки, в которых волокна асбеста располагаются строго параллельно друг другу и перпендикулярно по отно-

шению к стенкам жилы, т. е. расположены поперек жилы (поперечноволокнистые жилки), реже — под косыми, но близкими к прямому углами (косоволокнистые жилки). Они дают основную массу эластичного, легко расщепляющегося прочного волокна и характерны преимущественно для хризотил-асбеста, крокидолита и амозита.

Продольноволокнистые агрегаты также образуют жилки, но волокна в этих жилках располагаются параллельно стенкам. Они дают длинное волокно, но в большинстве случаев низкого качества — низкой прочности, жесткое, ломкое. Продольноволокнистый асбест встречается иногда в месторождениях хризотил-асбеста, часто — антофиллита и режикита.

Спутанноволокнистые агрегаты сложены разнообразно ориентированными пучками, радиально-лучистыми гнездами или тончайшими жилками радиально расположенных иголок и волокон асбеста, обычно короткого и непрочного. Агрегаты этого типа, иногда с длинным волокном, свойственны амфибол-асбестам: антофиллиту, родуситу, режикиту. Мельчайшие пучки, гнезда и жилки волокон, различимые под микроскопом, образуют так называемое волокно массы («mass-fiber»), слагающее породы. В хризотил-овых серпентинитах волокном массы называют тончайшие жилки поперечноволокнистого порообразующего хризотила, почти неразличимые невооруженным глазом. При размоле асбестоносных хризотил-овых серпентинитов в процессе обогащения руд волокно этих жилок увеличивает выход товарного асбеста.

ПРИМЕНЕНИЕ АСБЕСТА В ПРОМЫШЛЕННОСТИ, ТРЕБОВАНИЯ К СЫРЬЮ, ЕГО СЕРТИФИКАЦИЯ, ДОБЫЧА

Ценность и пригодность асбестов для использования в той или иной отрасли промышленности определяются их физико-химическими свойствами, охарактеризованными выше. Все эти свойства, за исключением длины волокна, являются для каждого вида асбеста и для каждого района или месторождения постоянными факторами, проверенными опытом, известными рынку и потребителю. В отношении этих свойств качество асбеста определенного происхождения (Урал, Канада, Южная Родезия) колебаниям не подвергается, и необходимость сертификации товара по признакам этих свойств поэтому отпадает. Сертификация асбеста, как товара, базируется исключительно на признаке длины волокна.

Асбест в месторождениях любого типа залегает в виде прожилков, пронизывающих вмещающую породу. Общее содержание волокна в горной массе месторождений, имеющих промышленную ценность в современных условиях, колеблется от 1 до 3%, достигая изредка 4—6%, а с учетом самого короткого волокна 6—9%. Добыча асбеста производится почти исключительно открытыми работами. Добытая масса разделяется на пустую породу и асбестовую руду. Пустая порода отправляется в отвал, а руда поступает в обработку для освобождения волокна от пустой породы и сортировки по длине с целью

получения рыночного продукта. Этот процесс обработки асбестовой руды производился в первый период возникновения и развития асбестовой промышленности почти полностью вручную, когда добывалось и находило себе применение лишь самое длинное волокно. Обработке подвергался каждый отдельный кусок асбестовой руды путем отбивки с помощью молотка пустой породы от волокна и сортировки последнего по длине.

С развитием техники асбестодобывающей промышленности и по мере того, как стало находить применение волокно средней и малой длины, были изобретены механические способы обогащения асбестовой руды и сортировки волокна. В настоящее время весь процесс обработки руды и сортировки волокна во всех стадиях полностью механизирован, причем из руды извлекается всё содержащееся в ней волокно, включая сорта в 0,2—0,7 мм длиной, а также целый ряд побочных продуктов, таких как асбестовые пыль и галя, что при ручном способе обогащения было бы невозможно. Но до настоящего времени для самого длинного волокна сохранился ручной способ обработки, который частично применяется на Урале, в Канаде, в Южной Родезии; вся продукция африканского крокидолита и амозита обрабатывается почти целиком ручным способом.

Асбест, как и большинство полезных ископаемых, добывается из недр земли в виде рудной массы (руды), содержание асбеста в которой колеблется в широких пределах — от 0,5 до 10—15%.

В зависимости от характера руды и методов ее выемки добывается два вида руд: 1) руды механизированной добычи, именуемые необогащенными рудами; 2) руды ручной добычи, высокосортные руды — отборная и кусковая.

Добыча необогащенных руд, на долю которых падает резко преобладающая масса добываемых руд (в Баженовском асбестовом районе — 99,7%, в провинции Квебек в Канаде — 99,9%), производится мощными экскаваторами (емкость ковша 3—8 м³). Товарные сорта асбеста из этих руд получают на асбестообогащительных фабриках в виде волокна механической обработки — «mill-fiber».

Процесс механической обработки асбестовой руды и сортировки волокна заключается в постепенном дроблении руды с последующим извлечением освобожденного из породы волокна и разделением его путем грохочения на сорта по длине. В процессе этой обработки освобожденный от породы минеральный агрегат волокна под действием дробильных и других обогащительных аппаратов утрачивает кристаллическую форму, минеральный блеск и цвет, и, постепенно расщепляясь на отдельные пучки волокон, принимает в результате вид бесформенной спутанной массы волокна. Такое волокно называют «распушенным». Процесс «распушки» волокна при механическом способе его обработки проявляется с большей и меньшей интенсивностью в зависимости от применяемой при этом аппаратуры (дробильных аппаратов) и природы самого волокна. Чем мягче, нежнее, эластичнее и тоньше элементарное волокно, тем в большей степени проявляется процесс распушки.

При механической обработке по мере постепенного дробления руды освободившееся волокно смешивается и спутывается, а при последующей сортировке его во вращающихся цилиндрических грохотах разделение этой спутанной массы по длине волокон достигается лишь в очень относительном смысле. Такой товар представляет смесь волокон различной длины с преобладанием, смотря по сорту, более длинного или более короткого, и по составу своему подвергается значительным колебаниям в зависимости от характера руды и других условий производства.

При ручной обработке асбеста процесс «распушки» волокна почти не происходит. Такой асбест сохраняет форму, блеск и окраску минерального агрегата. Полученные путем ручной отбивки куски асбеста лишь на поверхности обнаруживают отдельные расщепленные волокна, сохраняя в целом вид кристаллической минеральной массы («сгуде», или кусковой асбест).

Кроме этого основного различия асбесты механической и ручной обработки резко отличаются по длине волокна. При ручной обработке в определенный сорт товарного асбеста отбирается лишь волокно определенной длины и в точно установленных узких пределах. Такой товарный асбест является поэтому в высокой степени однородным и по составу волокна постоянным, что наряду с длиной входящего в него волокна и обуславливает его высокую рыночную цену.

Таким образом, разделение асбеста на сорта по длине волокна весьма условно: каждая асбестовая фабрика имеет свою, отличную от других технологическую схему и дает соответственно различную по сортности и качеству готовую продукцию. Качество товарного хризотил-асбеста в СССР регламентируется ГОСТ 12871—67, которым установлены 8 сортов асбеста жесткой, промежуточной, полужесткой и мягкой текстур, распределяемые по 44 маркам.

В грубых чертах в соответствии с указанным ГОСТом можно дать следующую схему подразделения на сорта по преобладающей длине волокна в каждом из них:

- а) Товар ручной обработки. Сорта АК, ДВ-0-80 и ДВ-0-55. Длина волокна 18 мм и выше. Цена 1000—1900 руб. за тонну.
- б) Товар механической обработки.

Текстильная группа

Сорт	Длина волокна	Цена за тонну, установленная с 1/VII 1955 г. франко-вагон станция отправления, без тары
I	16 мм	800—1150 руб.
II	12 мм	215—540 руб.
III	9 мм	96—310 руб.

Шиферная группа

IV	5,5 мм	60—92 руб.
----	--------	------------

Картонно-бумажная группа

V	2,5 мм	48—66 руб.
---	--------	------------

VI	1 мм	8,5—22 руб.
VII	0,7 мм	3,5—5,5 руб.

(объемный вес 300, 370, 450, 520, г/л)

В зависимости от длины волокна и применения выделяют три группы сортов хризотил-асбеста.

Текстильный асбест с длиной волокна более 8 мм (сорта АК, ДВ, I, II и III). Из этого волокна машинным способом изготавливают пряжу и ткани. Основная масса асбестовых текстильных материалов и изделий вырабатывается из асбеста с добавкой до 20—25% хлопка; некоторые изделия, требующие особо высокой прочности (тормозные ленты и др.), вырабатываются из пряжи, в которой асбестовые нити скручены с тонкой бронзовой проволокой. Из асбестовой пряжи изготавливают всевозможные текстильные изделия: плетеные и тканые набивки, уплотняющие прокладки, электроизоляционные ленты и шнуры, тканые диски сцепления, фильтры для вина, пива, нефти и т. п., палладированные и платинированные асбесты, используемые в качестве катализаторов в химическом производстве, различные асборезиновые изделия.

Низкий коэффициент трения, высокая механическая прочность и теплостойкость делают асбест незаменимым при изготовлении тормозных лент.

Шиферно-картонно-бумажный асбест с длиной волокна от 2 до 8 мм идет на изготовление очень ценного огнестойкого, прочного и легкого кровельного материала — этернита или шифера (15% асбеста и 85% цемента), с успехом заменяющего кровельное железо; на изготовление в смеси с цементом асбоцементных труб для канализации и водопровода, а также для проводки газа, сжатого воздуха, нефти, керосина и т. п.; для изготовления асбестовых картона и бумаги, широко применяемых для тепловой изоляции, а также для изготовления различных тепло- и электроизоляционных смесей высшего качества.

Теплостойкие пластические массы из асбеста и бакелита служат для производства прессованных тормозных колодок.

Цементный, или строительный, асбест с волокном от 2 мм до мельчайших волоконцев длиной в 0,2 мм. Имеет широкое применение: для изготовления в смеси с различными материалами (с трепелом, глиной и т. п.) различных теплоизоляционных составов (асбестита, асбозурита и т. д.), идущих для обмазки паровых котлов, трубопроводов на морских и речных судах и т. п., для изготовления в смеси с цементами различных огнестойких нетеплопроводных строительных материалов — асбошпал, асбесто-асфальтовых тротуаров, асбоцементных междуэтажных перекрытий, асбестовой штукатурки и т. п., для изготовления огнестойких асбокрасок.

В последнее время промышленностью для производства строительных материалов используется еще более короткое волокно (длиной менее 0,2 мм), сертификация которого производится уже не по длине, а по объемному весу.

Между отдельными потребителями асбест первых шести сортов (так называемых стандартных сортов) распределялся в 1963 г. следующим образом: 1) асбоцементная промышленность — 83,4%, 2) химическая промышленность — 7,8%, 3) прочие потребители — 8,8%.

В народном хозяйстве применяется не только асбест, но и отходы обогатительных фабрик, используемые для нужд строительства (строительные песок и асбест), для производства бронированного толя и рубероида (толерирубероидная «галя»); неклассифицированные отходы употребляются для железнодорожного балласта и выработки холодного асфальта. В 1963 г. в СССР было утилизировано 7248 тыс. т отходов обогатительных фабрик.

Перечисленные отрасли промышленности используют как хризотил-, так и амфибол-асбесты (табл. 11). Специфические области

Таблица 11

**Мировая добыча асбеста и его запасы
в капиталистических странах (Sinclair, 1959)**

Страна	Добыча, тыс. метрических т		Запасы, тыс. т
	1963 г.	1965 г.	
Канада	1176	1250	68 000
США	100	107	1 360
Южная Родезия . .	139	155	11 400
Свазиленд	32	36	540
Южно-Африканская Республика	26	216	270
Франция	32	7	Нет свед.
Италия	48	71	70
Кипр	13	14	450
Япония	18	16	45
Австралия	14	10	25
Всего	1598	1882	82 160

применения амфибол-асбестов: в изделиях, требующих от асбестового волокна кислото- и щелочеупорности и сопротивляемости действию морской воды, изготовление асбоокрасок, в изделиях, для которых нужно волокно с большой сорбционной способностью.

Хризотил-асбест из месторождений в доломитизированных известняках, отличающийся ничтожным содержанием окислов железа, особо ценится электропромышленностью.

Таким образом СССР занимает первое место в мировой добыче (в 1966 г. добыто 1716 тыс. *т* асбеста семи сортов) асбеста, и на его долю приходится около половины ее.

Генетические типы промышленных месторождений месторождения хризотил-асбеста

Месторождения хризотил-асбеста всегда генетически и пространственно связаны с серпентинитами. Эти породы образуются преимущественно путем метаморфизации ультраосновных интрузивных пород и изредка — путем метаморфизации доломитизированных известняков, в обоих случаях в результате гидротермальных процессов. В зависимости от состава материнских пород, за счет которых возникли серпентиниты и связанные с ними месторождения хризотил-асбеста, а также от геологической позиции месторождений среди них можно выделить два генетических типа: 1) контактово-метасоматические, 2) гидротермальные среднетемпературные, образовавшиеся на умеренных глубинах.

1. **Контактово-метасоматические** месторождения возникали при серпентинизации осадочных существенно магнезиальных карбонатных пород (доломитов, доломитизированных известняков), происходившей вблизи контактов их с кислыми и основными изверженными породами. Карбонатные породы вблизи контакта с магматическими породами всегда перекристаллизованы и содержат серию скарновых минералов: форстерит, диопсид, тремолит, гранат, скаполит и др. В гидротермальную стадию контактового метасоматоза, при температурах 200—300° С, происходили серпентинизация и асбестообразование в доломитизированных известняках за счет водных растворов, привносивших большие количества кремнекислоты. Серпентин развивался по доломиту метасоматическим путем. Непосредственно вдоль трещин и плоскостей напластования, по которым проникали растворы, возникал поперечно-волокнистый хризотил-асбест; вблизи трещин окружающая порода нацело замещалась пороодообразующим серпентином и преобразовывалась в серпентинит, на некотором же расстоянии от контакта порода подвергалась лишь частичному замещению с образованием офикальцита, т. е. породы, состоящей из смеси серпентина и кальцита. Серпентинит в месторождениях этого типа не образует крупных тел со сплошным непрерывным распространением, а развит в виде отдельных полос, среди которых хризотил-асбест занимает место в осевой части в виде серии параллельных жилков разной мощности.

Размеры месторождений невелики и промышленное значение их резко подчиненное, но хризотил-асбест в них безжелезистый, что выгодно отличает его от хризотил-асбеста гидротермальных месторождений, связанных с ультраосновными породами.

2. **Гидротермальные** месторождения хризотил-асбеста возникают при процессах серпентинизации

ультраосновных пород (перидотитов, дунитов и пироксенитов) и представляют собой наиболее распространенный и практически важный тип.

В настоящее время всеми исследователями признается, что процессы серпентинизации гипербазитов и образование месторождений хризотил-асбеста проходили в две стадии. Первая стадия относительно равномерной серпентинизации имела место во всех интрузивных телах гипербазитов и была обусловлена агентами гидротермального автометаморфизма, т. е. горячими подами, либо изначально содержащимися в гипербазитовой магме, либо ассимилированными последней из толщ вмещающих магму пород. При процессах автометаморфической серпентинизации возникали, видимо, и некоторые месторождения хризотил-асбеста, всегда некрупные, не имеющие практического значения (Абзаковское и некоторые другие месторождения Южного Урала и др.).

Некоторые исследователи (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. Н. Бэнсон, В. В. Аршинов и Б. Я. Меренков, В. Н. Лодочников, Г. Г. Хесс, И. М. Волохов) объясняли процессы серпентинизации и асбестообразования исключительно с позиций автометаморфизма.

Однако большинство геологов, изучавших промышленно ценные месторождения хризотил-асбеста, связывают их образование со второй стадией серпентинизации гипербазитов — аллометаморфической, обусловленной воздействием на уже несколько серпентинизированные в процессе автометаморфизма интрузии гипербазитов гидротермальных растворов, источником которых была магма более молодых, чем гипербазиты, гранитоидных интрузий (Дрессер; Грэхэм; Татаринов, 1928; Кип; Соболев, 1955; Кук, 1936; Дыбков, 1955; Меренков, 1958; Еремеев, 1959; Петров; Соколова; Артемов и др.). Гранитоидные интрузии, являющиеся источником серпентинизирующих и асбестообразующих гидротермальных растворов, располагаются либо в непосредственном контакте с интрузиями гипербазитов (Баженовское, Южно-Родезийское, Канадские, Джетыгаринское, Киембайское и другие месторождения), либо вблизи них (Алапаевское, Красноуральское, Режевское, Ильчирское, Актовракское и др.). Таким образом, только тогда, когда интрузии гипербазитов подверглись после воздействия гидротерм во время процессов автометаморфизма еще и обработке гидротермами более молодой кислой магмы (для которых в затвердевшем теле интрузии тектоническими напряжениями были подготовлены каналы для быстрого продвижения большими массами), возникали мощные месторождения, интенсивно насыщенные жилами хризотил-асбеста.

Вопрос о происхождении жил хризотил-асбеста до настоящего времени остается дискуссионным. Современные взгляды по этому вопросу могут быть суммированы в виде двух теорий. По одной из них, разделяемой большинством современных исследователей (В. Н. Лодочников, Б. Я. Меренков, В. П. Еремеев, К. К. Золоев, П. Риордон, П. Грабб и др.), процесс серпентинизации ультраосновных пород предшествовал процессу асбестообразования, оба они выз-

ваны коллоидными растворами. Образование поперечноволоконистого хризотил-асбеста происходило путем усыхания заполнявших трещины гелеобразных масс коллоидного серпентина. Вследствие сокращения объема и прилипания этой массы серпентина к стенкам трещины при усыхании происходило растяжение ее на тончайшие взаимнопараллельные волокна.

По второй теории, поддерживаемой многими советскими и иностранными геологами (П. М. Татаринев, Н. Д. Соболев, В. Ф. Дыбков, В. Р. Артемов, Дж. Дрессер, Р. Грэхэм и др.), образование хризотил-асбеста имело место близко-одновременно с серпентинизацией всей массы породы, происходило из истинных растворов и было возможным лишь при условии одновременного массового зарождения в трещинах многочисленных волокнистых кристаллов-микролитов, выпавших из растворов, пересыщенных компонентами серпентина. С прекращением притока растворов прекращалась общая серпентинизация породы, прекращался и рост волокон в жилах хризотил-асбеста.

Место первоначальной трещины, от которой происходил рост волокон, отмечается зернами магнетита, хромита или жилками магнетита и серпофита (гель серпентина), образующими своеобразную перегородку («просечку») в жилах хризотил-асбеста. Эти просечки возникли путем отложения в трещинах тех компонентов материнской породы, которые не вошли в состав серпентина.

✓ **Типы жил хризотил-асбеста.** В зависимости от взаимного положения и строения жил хризотил-асбеста в асбестовых месторождениях выделяют несколько типов асбестоносности, отличающихся насыщенностью волокном и его длиной.

Жилы поперечноволоконистого хризотил-асбеста, представляющие собой чистый волокнистый серпентин без каких-либо следов минералов и структуры материнской породы, возникают на месте существовавших среди ультраосновной породы контракционных или тектонических тончайших трещин. За жилами хризотил-асбеста по обеим сторонам трещины следуют полосы массивного хризотилового серпентинита с реликтами материнской породы в виде «петельчатой» структуры. Далее следует гипербазит, сперва почти нацело серпентинизированный, с уцелевшими остатками зерен пироксена, но с нацело серпентинизированным оливином; далее в нем появляются остатки зерен оливина и, наконец, порода переходит в частично серпентинизированный перидотит или дунит. Таким образом, возникают простые отороченные жилы хризотил-асбеста (первый тип), заключенные среди слабо серпентинизированных гипербазитов и отороченные с обеих сторон полосами плотного массивного серпентинита (рис. 28).

Этот первый тип жил асбеста представлен почти во всех месторождениях хризотил-асбеста, генетически связанных с гипербазитами; он наиболее развит и характерен в Баженовском месторождении. Этот тип жил содержит обычно наиболее длиноволокнистый асбест (от 8 до 35, иногда до 50—60 мм, очень редко даже до 150—160 мм),

но содержание асбеста в породе при исключительном развитии только этого типа асбестоносности невелико — от 0,5 до 2%, очень редко до 4% (месторождение Молодежное).

В тех случаях, когда потенциальные трещины, от которых начинался процесс серпентинизации и рост жил хризотила, оказывались

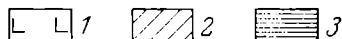
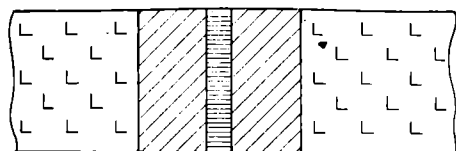


Рис. 28. Схема простой отороченной жилы хризотил-асбеста
1 — перидотит; 2 — массивный серпентинит; 3 — жила хризотил-асбеста

более сложными, возникал второй тип — сложные отороченные жилы (рис. 29). Эти жилы отличаются от простых тем, что вместо одной жилки поперечноволокнистого хризотил-асбеста возникала серия параллельных друг другу жилок асбеста, отделенных промежутками массивного хризотилового серпентинита. При этом наиболее длинно-волокнистые прожилки хризотила располагаются всегда по краям таких серий прожилков, к середине же длина волокна в прожилках постепенно уменьшается, что хорошо видно на рис. 29.

Сложные отороченные жилы асбеста (второй тип), встречающиеся часто совместно с простыми (первый тип), дают выход асбестового

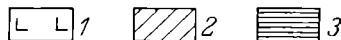
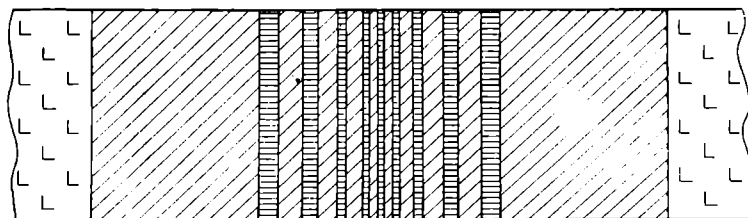


Рис. 29. Схема сложной отороченной жилы хризотил-асбеста
1 — перидотит; 2 — массивный серпентинит; 3 — асбестоносная часть жилы с прожилками хризотила

волокна из горной массы более высокий — от 2%, иногда до 10—12%, но содержат меньше длинного волокна, чем простые жилы. В зависимости от того, являются ли трещины, вдоль которых образовались отороченные жилы хризотила первого и второго типов, контракционными или трещинами тектонического происхождения — жилы хризотила либо образуют петлеобразную сеть среди гипербазитов, имея самое разнообразное простираание, либо же они протягиваются по простираанию на десятки метров, образуя

свиту жил, отделенных друг от друга большими или меньшими промежутками пустой породы.

Если сеть контракционных трещин среди массива гипербазитов была достаточно густа, а приток серпентинизирующих растворов обильен, то простые отороченные жилы асбеста возникали относительно близко одна от другой. В этих случаях полосы массивного серпентинита, оторачивающие отдельные жилы асбеста, смыкались друг с другом, образуя сперва почти сплошные, а затем и сплошные участки массивного серпентинита в промежутках между жилами. В сплошном серпентините, вследствие увеличения объема породы при процессе серпентинизации, возникли дополнительные, обычно короткие, беспорядочно расположенные и быстро выклинивающиеся

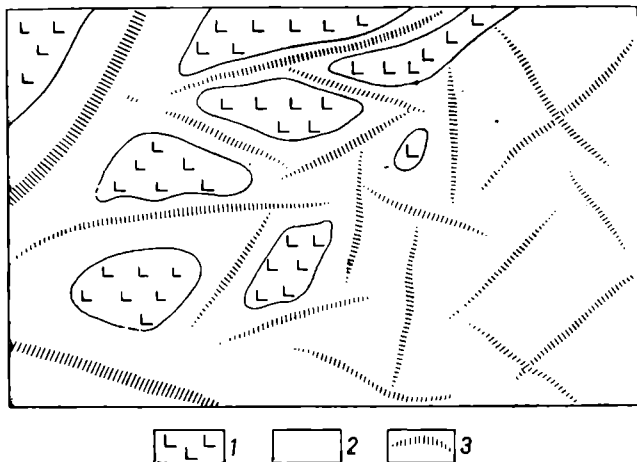


Рис. 30. Сетчатый асбест

1 — перидотит; 2 — массивный серпентинит; 3 — жилы хризотил-асбеста

трещины, вдоль которых в свою очередь образовались жилки хризотил-асбеста. В результате возникает крупная сетка жил асбеста, в петлях которой, имеющих размеры 0,5—1 м, местами еще сохранились небольшие участки («ядра») гипербазита (рис. 30, левая часть рисунка). Этот третий тип асбестоносности связан постепенными переходами с простыми отороченными жилами асбеста (первый тип), содержит от 3 до 8% асбестового волокна длиной до 10—20 мм, т. е. текстильных сортов, и является наиболее интересным для промышленной разработки.

Асбестоносность типа крупной сетки сменяется постепенно асбестоносностью четвертого типа — мелкой сеткой жил асбеста в нацело серпентинизированных участках ультраосновной породы, располагающихся обычно вблизи мощных зон разломов, которые являлись основными путями для продвижения серпентинизирующих растворов (см. рис. 30, правая сторона рисунка). Этот тип жил

асбеста содержит обычно волокно средней длины (4—10 мм), волокна асбеста в горной массе содержится 8—10%, а в отдельных забоях некоторых залежей Баженовского района и месторождения Шабани в Южной Родезии — до 20—25%. Размеры петель в мелкосетчатом типе асбестоносности 10—50 см.

В некоторых месторождениях, где сложные отороченные жилы хризотил-асбеста (второй тип) имеют широкое развитие (Джетыгара, Актоврак и др.) и близко расположены друг от друга, массивные серпентиниты оторочек этих жил сливаются. В таких случаях эти жилы залегают либо среди сильно серпентинизированных, либо

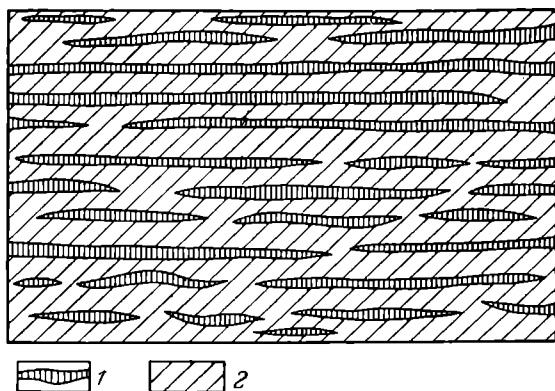


Рис. 31. Мелкопрожилый хризотил-асбест (1) в массивном серпентините (2)

среди нацело серпентинизированных гипербазитов, вследствие чего их рассматривают или в качестве «неразвитых» сложных отороченных жил (Актоврак), или в качестве мелкопрожила (Джетыгара).

Наконец, среди мощных полос серпентинитов, возникших вследствие полной серпентинизации гипербазитов вдоль зон разломов, встречается еще два типа асбестовых жил.

Пятый тип асбестоносности носит название мелкопрожила и представлен серией параллельных друг другу жилок асбеста, примерно равной и небольшой мощности, пронизывающих довольно широкую полосу серпентинитов (рис. 31). Этот тип асбестоносности, связанный часто постепенными переходами с типом мелкой сетки (четвертый тип), доставляет самое короткое промышленное волокно длиной от 1 до 3 мм, хотя нередко в нем прожилки длиной 5—6 мм. Содержание волокна в породе колеблется от 2 до 30%, чаще всего равно 5—10%.

Трудно объяснить появление столь своеобразной системы параллельных друг другу трещин, протягивающихся иногда на десятки метров по простиранию. Явление разлистования, т. е. свойственная гипербазитам, в особенности перидотитам, склонность отделяться

концентрическими слоями, играло, вероятно, некоторую роль в образовании этого типа асбестоносности.

Еще ближе к зоне разлома массивные серпентиниты содержат асбестоносность шестого типа, проявляющаяся в виде тончайших (0,5—1 мм) прожилков («волосовник», «просечка») и единичных редких жил хризотил-асбеста мощностью до 3—4 мм. Серпентиниты с асбестоносностью такого типа принято выделять в качестве зоны просечек и единичных жил асбеста, обычно представляющей внешнюю (ближайшую к разлому) зону асбестовой залежи. По мере удаления от разлома зона просечек сменяется зоной мелкопрожила, а ближе к разлому — массивными неасбестоносными серпентинитами. Промышленного значения асбестоносность этого типа не имеет.

Описанные шесть типов асбестоносности, связанные между собой постепенными переходами и встречающиеся совместно, характеризуют *Баженовский подтип* месторождений хризотил-асбеста в ультраосновных породах.

Простые и сложные отороченные жилы асбеста (первый и второй типы) легко отделяются от пустой породы, сложенные ими руды при эксплуатации разбираются вручную с целью максимального извлечения текстильного волокна, в частности сорта крюд. В практике эксплуатации такие руды называются «разрезными» или «разборными». Руды с асбестоносностью типа крупной сетки (третий тип) эксплуатируются частью с помощью рудоразборки вручную, частью механизированным путем. Эксплуатация руд типа мелкой сетки и мелкопрожила (четвертый и пятый типы) производится только механизированными способами.

Несколько особняком стоит седьмой тип проявления асбестоносности — тип *одиночных жил*. В большинстве случаев он встречается среди нацело серпентинизированных массивов гипербазитов иногда в виде одиночных, расположенных на больших расстояниях друг от друга жил длиноволокнистого хризотил-асбеста (месторождение у дер. Паньшино на Среднем Урале). Гораздо чаще он имеет вид жилообразных полос серпентинитов, пронизанных расположенными параллельно друг другу жилами асбеста, напоминающими по виду и текстуре асбестоносные участки сложных отороченных жил и содержащими как коротковолокнистые, так и длиноволокнистые прожилки асбеста (рис. 32).

Возникновение таких одиночных асбестоносных полос серпентинита связано с развитием в серпентинитовых массивах системы сложных тектонических трещин. Такие асбестоносные жилообразные полосы прослеживаются внутри серпентинитовых массивов на десятки (Большая Лаба, Кавказ; Псянчино, Башкирская АССР) и даже сотни метров (Трансвааль, ЮАР), достигая мощности от 10 см до 2 м. Содержание асбеста в таких полосах («жилах») серпентинита колеблется от 10 до 50%; по так как асбестоносные полосы расположены друг от друга на значительных расстояниях («одиночные жилы»), то при эксплуатации их выход волокна из горной массы не

превышает 1—2,5%. Этот тип асбестоносности характеризует *лабинский подтип* месторождений и связан с серпентинизированными гипербазитами. Именно этот тип асбестоносности свойствен месторождениям хризотил-асбеста в толщах доломитизированных известняков. Изредка он встречается также и в месторождениях Баженовского подтипа, например в отдельных мелких залежах района Красноуральского и Луковского месторождений на Среднем Урале.

Месторождения лабинского подтипа имеют ограниченное практическое значение. В настоящее время ни одно из довольно многочисленных месторождений этого подтипа в СССР не эксплуатируется.

Хризотил-асбест встречается иногда не в виде поперечноволоконнистых жил, как в описанных семи типах асбестоносности, а в виде продольноволокнистых выполнений трещин и

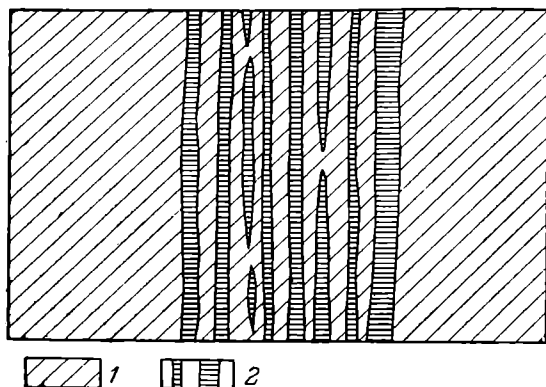


Рис. 82. Схема одиночной жилы асбеста среди серпентинита
1 — массивный серпентинит; 2 — хризотил-асбест

расплюснутых волокнистых масс, вытянутых вдоль заключающих их плоскостей скольжения, а также в виде примазок и корок на глыбах серпентинита. Этот восьмой тип асбестоносности свойствен не только массивам дунитов и перидотитов, но и массивам пироксенитов.

В месторождениях баженовского и лабинского подтипов проявления его имеют очень малое практическое значение. Такая асбестоносность характеризует собой *карачевский подтип* месторождений хризотил-асбеста в гипербазитах. Условия образования его до настоящего времени изучены недостаточно. В некоторых случаях, в особенности тогда, когда он проявляется наряду с вышеописанными типами поперечноволоконнистых жил (Баженово, СССР; Тзетфорд, Канада), образование его является, вероятно, результатом вторичных тектонических нарушений в жилах хризотил-асбеста, возникших первоначально в поперечноволоконнистом виде. Иногда при смещениях удается наблюдать постепенные переходы поперечно-

волокнистых жилок через косые в продольные (Graham, 1917; Татариков, 1928). В месторождениях же, характеризующихся асбестоносностью преимущественно этого типа (Бунайское и Ешке-Ульмес в СССР, месторождение штата Вермонт в США и др.), последняя связана в большинстве случаев со смятыми, раздробленными серпентинитами. Волокно хризотил-асбеста в месторождениях карачаевского подтипа достигает иногда исключительной длины (200 мм и более), содержание его в породе колеблется от 1,5 до 8%, но в большинстве случаев волокно асбеста либо отличается жесткостью и ломкостью, либо оно смешано с волокном немалита, совсем не обладающим ценными свойствами, присущими волокну хризотил-асбеста (Ешке-Ульмес, Казахстан).

Кроме баженовского, лабинского и карачаевского подтипов месторождений хризотил-асбеста в настоящее время целесообразно выделить четвертый *брединский подтип* месторождений, представители которого довольно широко распространены на Южном Урале (Наследническое, Успенское и другие месторождения) и в Восточном Саяне (Оспин-Дабанское, Саган-Сорское и др.). Руды в этих месторождениях представлены в основном мелкосетчатым, мелкопрожилковым асбестом и просечками последнего (четвертый, пятый и шестой типы асбестоносности) в нацело серпентинизированных гипербазах.

Месторождения этого подтипа пока не имеют промышленного значения, поэтому изучены они очень слабо и почти совсем не разведаны. Выделение брединского подтипа месторождений следует считать условным; при разведке, возможно, выяснится принадлежность их к баженовскому подтипу.

Месторождения амфибол-асбеста

Месторождения амфибол-асбестов имеют разнообразный минеральный состав, приурочены к породам различного состава, изучены слабо. Большинство исследователей относит их к гидротермальным, образовавшимся при разных температурах и в условиях разных глубин (Андреев, 1966).

Месторождения крокидолита, известные в Южной Африке и Западной Австралии, образовались, по-видимому, при процессах регионального метаморфизма, на что указывает широкое распространение крокидолита только в железисто-кремнистых породах, возникших за счет железистых песчаников, богатых солями натрия; магнезия, входящая в состав крокидолита, привносилась гидротермами из доломитовых слоев, подстилающих железисто-кремнистые породы. В сходных условиях образовались в Южной Африке и месторождения амозита.

Для месторождений автофиллит-, актинолит-, тремолит- и магнезиоарфведсонит-асбестов характерна связь с метаморфизованными (преимущественно амфиболизированными, карбонатизированными и оталькованными) ультраосновными породами (перидотитами и пироксенитами) и серпентинитами. Образование месторождений

происходило на контакте с кислыми интрузиями под воздействием гидротермальных растворов (процессы биметасоматоза). Месторождения родусит-асбеста обычно приурочены к толщам песчано-мергелистых отложений, собранным в складки; предположительно они тоже образовались в результате гидротермальной (телетермальной) деятельности (Андреев, 1962).

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наиболее крупными и промышленноценными месторождениями асбеста являются месторождения хризотил-асбеста, связанные с серпентинизированными ультраосновными породами (гипербазитами или, по Н. Д. Соболеву, с гипермагбазитами). Эти породы типичны для начальных этапов развития складчатых областей. Они слагают во многих местах земного шара в геосинклинальных областях самого разнообразного возраста (от докембрийского до альпийского) обширные по ширине и особенно по простиранию так называемые «серпентинитовые пояса, или полосы», протягивающиеся на десятки или сотни километров, причем тела серпентинизированных гипербазитов или слагают непрерывно всю поверхность такого пояса, или же проявляются в виде серии разобщенных другими породами отдельных более или менее обширных масс.

Наиболее крупные месторождения хризотил-асбеста, связанные с серпентинизированными гипербазитами, располагаются в СССР на восточном склоне Урала. Среди многочисленных серпентинитовых поясов Урала наиболее интересным в отношении асбестоносности является самый восточный — Алапаевско-Баженовский, протягивающийся на 180 км и вмещающий, кроме Баженовского месторождения мирового масштаба, также Режевское, Алапаевское и Лесное; Баженовское месторождение эксплуатируется 80 лет и обеспечивает советскую промышленность асбестом.

На Среднем Урале располагается Невьянско-Салдинский гипербазитовый пояс, вмещающий Красноуральское и Луковское месторождения хризотил-асбеста.

На Южном Урале к Аккаргинско-Джетыгаринскому гипербазитовому поясу принадлежит очень крупное эксплуатируемое Джетыгаринское месторождение, расположенное в западной части Кустанайской области Казахской ССР. В Оренбургской области в пределах Каргалинского гипербазитового пояса находится Кiemбайское месторождение, тоже очень крупное и вовлекаемое в эксплуатацию.

Все эти месторождения относятся к баженовскому подтипу. Небольшие месторождения лабинского, карачаевского и брединского подтипов, известные на Южном Урале, содержат в большинстве волокон плохого качества и не разрабатываются.

К серпентинитовым поясам Западного и Восточного Саяна и Северного Забайкалья приурочены крупные Актотвракское, Саянское, Ильчирское и Молодежное месторождения, из которых первое

эксплуатируется, а также ряд более мелких месторождений (Куску-нугское, Аянгатинское и др.). Месторождения хризотил-асбеста, связанные с серпентинитовыми поясами, известны также в Казахстане (Ешке-Ульмес и др.), Средней Азии (Бунайское и др.), на Северном Кавказе (Лабинское, Карачаевское).

Месторождения хризотил-асбеста, связанные с магнезиально-карбонатными породами, известны в СССР в Красноярском крае (Аспагаш, Бис-таг) и горной части Киргизии (Уюк и др.). Они имеют небольшие размеры и интересны только как возможный источник безжелезистого волокна.

Среди многочисленных серпентинитовых поясов за границей необходимо отметить в первую очередь серпентинитовый пояс провинции Квебек в Канаде, протягивающийся из штата Вермонт в США в северо-восточном направлении до р. Шодье (приток р. Св. Лаврентия) на расстояние около 240 км и содержащий несколько промышленно ценных месторождений хризотил-асбеста, в том числе месторождения округа Черное озеро — Тзетфорд, имеющие мировое значение. В Канаде же находится серпентинитовый пояс Мэтзесон провинции Онтарио с его месторождениями, одно из которых (Деларо-Тауншип) разрабатывается с 1950 г. Несколько месторождений хризотил-асбеста открыты в северной части провинции Британская Колумбия; наиболее крупное из них Кэшиэр эксплуатируется с 1952 г. В последние годы открыто несколько месторождений хризотил-асбеста в провинции Ньюфаундленд (северное продолжение Квебекской асбестоносной полосы), на одном из которых (Байе-Верте) с 1955 г. начата добыча асбеста.

К серпентинитовому поясу Южной Родезии, протягивающемуся на 110 км, приурочены промышленные месторождения Шабани и Машаба. Промышленные месторождения хризотил-асбеста находятся и в серпентинитовом поясе о. Кипр. Все перечисленные заграничные месторождения принадлежат баженовскому подтипу.

Сравнительно небольшие, но промышленно ценные и эксплуатируемые месторождения хризотил-асбеста лабинского подтипа известны в округе Барбертон в Трансваале и у границ Трансвааля в Свазиленде (Южная Африка).

Месторождения хризотил-асбеста контактово-метасоматического типа в доломитизированных известняках известны и эксплуатируются в штате Аризона (США), в Трансваале, в Канаде и Китае.

Из месторождений амфибол-асбестов наиболее крупными в СССР являются Сысертские месторождения антофиллит-асбеста, расположенные на Среднем Урале и эксплуатируемые¹. Крупные месторождения амозита и щелочных амфибол-асбестов типа крокидолита («сишие асбесты») в настоящее время в СССР неизвестны. Мелкие скопления поперечно- и продольноволокнистых прожилков подобных амфибол-асбестов обнаружены в ряде пунктов, в частности в железистых

¹ В 1955 г. крупное месторождение антофиллит-асбеста открыто в южной части Мугоджар.

роговиках докембрия в Кривом Роге (крокидолит), в линзах тальк-хлорит-карбонатных пород на Среднем Урале (магнезиоарфведсонит), в пестроцветных глинисто-песчано-мергелистых отложениях Западной Сибири и Казахстана (родусит).

Крупнейшими заграничными месторождениями амфибол-асбеста являются месторождения крокидолита и амозита Южно-Африканской Республики, крокидолитовые месторождения Западной Австралии и родуситовые — Боливии.

СССР располагает крупнейшими в мире запасами хризотил-асбеста, сосредоточенными почти целиком в гидротермальных месторождениях баженковского подтипа.

Ресурсы же амфибол-асбестов в СССР пока незначительны, что вызывает необходимость интенсивных поисков месторождений этого ценного сырья.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Контактово-метасоматические месторождения хризотил-асбеста в доломитизированных известняках

Аспагашское месторождение. Это месторождение находится в южной части Минусинской котловины, на правобережье р. Енисея, в 170 км выше г. Красноярска, в толще кембрийских карбонатных пород (Меркурьев, 1930; Соколова, 1962). Последние представлены доломитами с небольшой примесью глинистого вещества или чистыми доломитами с небольшим количеством (3%) карбоната кальция. В карбонатной толще выделяются две разновидности: толстослоистые доломиты, мощность слоев которых несколько метров, и тонкослоистые доломиты, с мощностью отдельных слоев не более 0,5—1,0 м.

С северо-запада и отчасти с юго-запада доломиты окаймлены интрузией щелочных сиенитов, разделившей их толщу на два участка. Далее к северо-западу сиениты сменяются налегающими на них породами порфиритового комплекса, а затем еще более молодыми песчаниками и конгломератами нижнего девона (D_1). С юго-востока с доломитами контактирует интрузия гранодиоритов. Карбонатные породы вблизи выходов гранитоидов скарнированы с образованием толщи диопсидовых и гранатовых скарнов, иногда довольно мощной.

Карбонатные породы рассечены серией даек микрогранитов и спессартитов, причем преобладают последние, имеющие преимущественно пластовый характер.

Асбестоносная площадь на Аспагашском месторождении имеет длину около 800 м при ширине максимум 300 м и приурочена к тонкослоистым доломитам; массивные толстослоистые доломиты, как правило, неасбестоносны.

Доломиты превращены в серпентиниты полосами вдоль тектонических трещин строго выдержанного северо-восточного простирания (СВ 20—25° и СВ 40—45°). В промежутках между полосами серпентинита доломиты превращены в офикальциты, среди которых встречаются небольшие линзы серпентинита. Мощность отдельных полос

серпентинита колеблется от нескольких сантиметров до 1 м; они прослеживаются по простиранию на десятки метров и сгруппированы в отдельные свиты, содержащие от нескольких штук до нескольких десятков полос. Промежутки между отдельными полосами серпентинита, слагающими ту или иную свиту, равны в среднем 0,5 м и сложены офикальцитом. Промежутки между отдельными свитами таких полос измеряются десятками метров и сложены главным образом доломитом, иногда офикальцитом.

Каждая полоса серпентинита, представляющая собой плотную породу янтарно-желтого, яблочно- или темно-зеленого цвета, пронизана параллельными друг другу прожилками поперечноволоконистого хризотил-асбеста (седьмой тип асбестоносности). Длина волокна в отдельных прожилках 75 мм, преобладают прожилки с волокном в 10 мм и короче. Цвет асбеста соломенно-желтый, качество волокна хорошее, хотя в отношении прочности волокно несколько уступает баженовскому.

Месторождение известно с 90-х годов прошлого столетия и sporadически разрабатывалось кустарным способом; максимальная годовая добыча не превышала 100—200 т. Среднее содержание волокна в горной массе при разработке месторождения открытым способом не превышает 0,8—1%.

Генезис месторождения связан с гидротермальной фазой контакто-метасоматического воздействия на доломиты либо кислых интрузий, как полагают А. Г. Вологдин и Н. Д. Меркурьев (1930), либо дайковых пород спессартитового состава, как думают В. П. Петров и Л. А. Соколова (1957).

Гидротермальные месторождения хризотил-асбеста, связанные с ультраосновными породами

Крупнейший в мире Баженовский асбестоносный район. Баженовский асбестоносный район находится на восточном склоне Урала в пределах Свердловской области. Центром района является г. Асбест, расположенный в 65 км к северо-востоку от г. Свердловска.

Все месторождения хризотил-асбеста района приурочены к массиву ультраосновных пород, имеющему форму линзы длиной в плане около 28 км и шириной от 0,8 до 3 км. Линза эта вытянута в направлении, близком к меридиональному, и круто падает на запад. Центральная и южная части ее сложены перидотитами (гарцбургитами), северная и западная — габбро. Между габбро и гарцбургитами на довольно обширных площадях развиты пироксениты колеблющегося минерального состава — от вебстеритов до диаллагитов и бронзититов.

С запада габбро Баженовской интрузии тесно связаны пространственно и генетически с габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранит-порфирами, слагающими обширное так называемое восточное тело Баженовского Изумрудного района. Породы Баженовской габбро-перидотитовой интрузии и

эти более кислые породы Восточной интрузии Изумрудного района представляют собой, по-видимому, единый plutonicкий комплекс. К западу от него располагается толща метаморфических сланцев и изверженных пород Изумрудного района.

С востока и юга Баженовская интрузия ограничена гранитным массивом более молодого возраста. Перидотиты, пироксениты и габбро Баженовской интрузии пересечены многочисленными дайками жильных пород, связанными генетически с основной магмой и представленными крупно- и мелкозернистыми пироксенитами, микрогаббро, плагиоаплитами, диабазами, порфиритами. Эти жильные образования, имеющие в большинстве северо-западное простирание, небольшую длину и мощность, при гидротермальных процессах метаморфизованы в известково-силикатные породы: гранат-пироксеновые, гранат-хлоритовые и гранат-везувияновые. Массив ультраосновных пород разбит серией тектонических разломов на отдельные блоки.

Можно выделить три системы разломов: 1) меридиональные крутопадающие, имеющие большое протяжение (до 10—12 км); 2) широтные и диагональные (северо-западного и северо-восточного простираний) крутопадающие, локализованные между двумя соседними меридиональными; 3) меридиональные горизонтальные или пологопадающие разломы. По меридиональным и реже диагональным крутопадающим разломам в толщу ультраосновных пород внедрились дайки кислого состава, являющиеся апофизами гранитной интрузии и представленные аплитами, диорит-аплитами, диоритами, кварцевыми порфирами и гранодиоритами. В контакте с ними, так же как и в контакте с самим гранитным массивом, перидотиты метаморфизованы в серпентиниты, часто смятые и рассланцованные, иногда превращены в тальковые, тальк-хлоритовые и кварц-карбонатные породы.

Перидотиты и пироксениты Баженовской интрузии подверглись серпентинизации, и внутри ультраосновной интрузии вдоль разломов всех трех систем возникли полосы серпентинита, к которым и приурочены месторождения асбеста. Из последних в настоящее время практическое значение имеют только те, которые сосредоточены в перидотитовой части интрузии; асбестовые залежи среди оливиновых пироксенитов имеют небольшие размеры, содержат асбест средней прочности и практического значения не имеют.

Промышленные залежи хризотил-асбеста имеют зональное строение. К разлому, фиксированному дайкой кислого состава, оталькованными и рассланцованными серпентинитами, иногда тальковыми и тальк-карбонатными породами, обычно примыкают массивные неасбестоносные серпентиниты. За ними расположены зоны, связанные постепенными переходами: зона серпентинитов с просечками и единичными жилками асбеста (шестой тип), зона мелкопрожила (пятый тип), мелкой сетки (четвертый тип), крупной сетки (третий тип), зона перидотитов со сложными и простыми отороченными жилами

асбеста (второй и первый типы), сменяющаяся затем слабо серпентинизированными неасбестоносными перидотитами (рис. 33).

Большинство залежей вытянуты в меридиональном направлении в соответствии с ориентировкой наиболее развитых разломов. Мощности залежей варьируют от 20 до 200 м, в среднем 50—80 м. Протяженность их также различна и для наиболее крупных достигает 1000—1200 м. Ряд залежей тянется почти непрерывной полосой на протяжении более 11 км, составляя так называемую главную асбестоносную полосу, содержащую более 20 залежей. В пределах этой полосы границы между залежами устанавливаются лишь по особенностям строения каждой из них и по положению разломов.

Залежи зонального строения, развитые вдоль разломов разных систем, сопряжены между собой и окаймляют перидотитовые блоки (обычно называемые «сопками») как с боков, так и снизу, образуя тела эллипсоидальной формы и концентри-

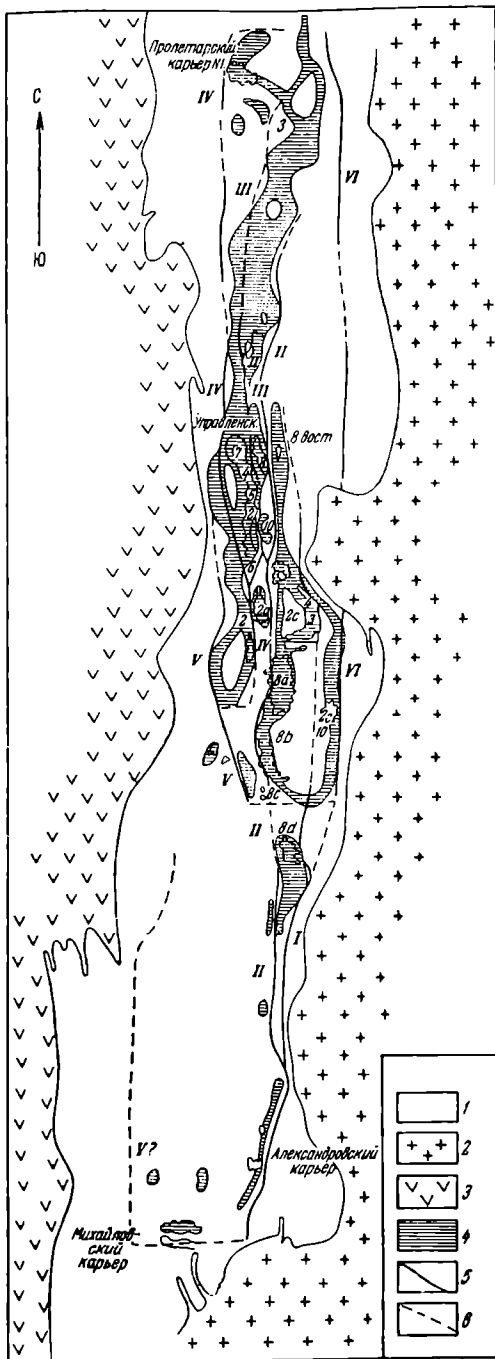


Рис. 33. Схема структуры рудного поля Баженовского асбестового района.

По П. М. Татаринцову, 1948

1 — перидотит и серпентинит; 2 — гранит; 3 — габбро; 4 — асбестоносные залежи; 5 — зоны разломов установленные; 6 — зоны разломов предполагаемые. Римскими цифрами обозначены номера разломов, арабскими — номера карьеров

чески-зонального строения. В центре каждого эллипсоида оказывается перидотитовый блок, периферию слагают асбестопосные зоны (рис. 34).

Глубина распространения залежей, выходящих на поверхность, достигает 500—600 м. Отдельными разведочными скважинами асбестопосные породы установлены на глубине до 1200 м, а серией скважин под приповерхностными залежами обнаружены не имеющие выхода на поверхность «слепые» залежки второго яруса. Последние

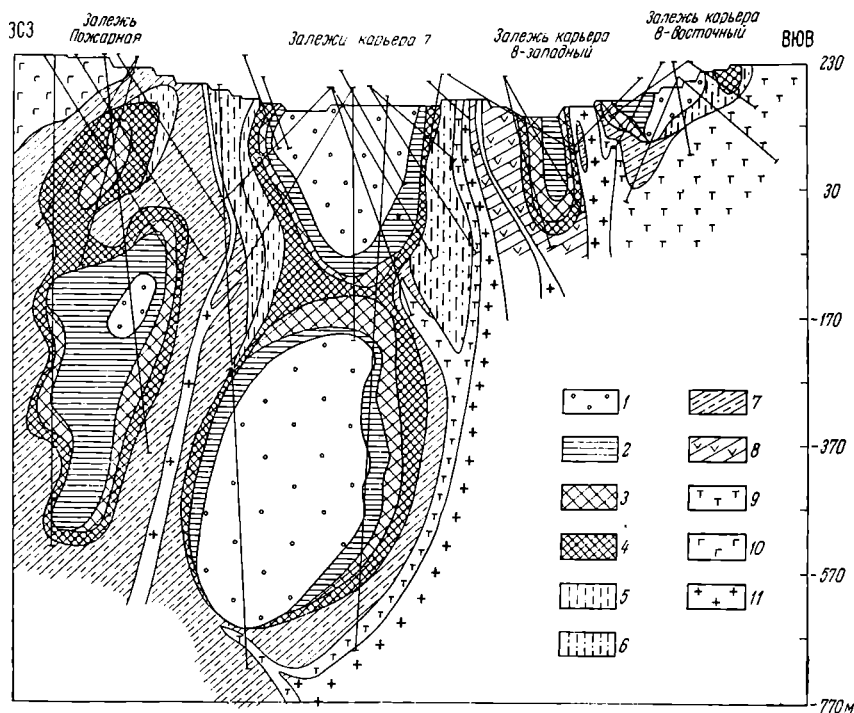


Рис. 34. Схематический разрез через Центральную часть Баженовского асбестового района. 1 — перидотиты; 2 — перидотиты с отороченными жилами асбеста; 3 — перидотиты и серпентиниты с крупной сеткой жил асбеста; 4 — серпентиниты с мелкой сеткой жил асбеста; 5 — серпентиниты с мелкопрожилком; 6 — серпентиниты с просечками и единичными жилами асбеста; 7 — серпентиниты рассланцованные с асбестом; 8 — серпентиниты рассланцованные; 9 — оталькованные серпентиниты, тальковые, тальк-карбонатные, тальк-хлоритовые породы; 10 — габбро; 11 — дайки диоритов, диорит-анлитов, кварцевых порфиров, гранодиоритов

отделены от верхних залежей горизонтальными и пологопадающими разломами, фиксированными оталькованными и рассланцованными серпентинитами.

Хризотил-асбест Баженовского района представлен поперечно-волокнистыми жилами. В центральной и южной частях района он развит в виде жилок первых шести типов и содержит хорошего качества волокно различной длины (до 60—80 мм). Парагенетическими минералами хризотил-асбеста являются: антигорит, порообразу-

ющий хризотил, лизардит, офит, карбонаты (арагонит, кальцит, доломит, магнезит и др.), магнетит, хромит, тальк, хлорит, брусит, немалит, пикролит, гидроталькит, пироаурит, кварц, халцедон, опал и др.

Внедрение Баженовской интрузии ультраосновных пород происходило, вероятно, в пикнем карбоне. Образование же месторождения хризотил-асбеста связано с воздействием на ультраосновные породы гидротермальных растворов, источником которых была гранитная интрузия, вероятно, пермского возраста.

Большие запасы месторождения при высоком содержании асбеста (4—6%), значительном выходе текстильного волокна и благоприятном расположении залежей позволили на этом месторождении (эксплуатация была начата в 1886 г.) в советское время развернуть широкие механизированные работы. Залежи эксплуатируются открытыми разработками, которые в настоящее время имеют размеры в длину до 2,5—3 км при глубине 80—100 м.

Гидротермальные месторождения антофиллит-асбеста

Сысертская антофиллит-асбестовая провинция. В пределах этой провинции, расположенной на Среднем Урале на площади 1120 км², известно 8 месторождений и около 50 рудопроявлений антофиллит-асбеста (Хмара, 1962, 1965). Промышленное значение имеют месторождения Сысертское, Мочаловское, Терсутское и Южно-Калмацкое.

Антофиллит-асбестовые месторождения Сысертской провинции залегают среди древних глубоко метаморфизованных толщ верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Месторождения локализуются в амфиболит-кварцитовый свите сысертского мигматитового комплекса. Породами этой свиты сложена Ташкуль-Верхсысертская синклиналь.

Асбестовые месторождения связаны с ультраосновными породами оливинового, оливин-энстатитового, энстатитового и энстатит-антофиллитового состава, характеризующимися высокой степенью метаморфизма, проявленного в серпентинизации, отальковании и карбонатизации.

Метаморфизованные асбестоносные гипербазиты имеют форму линзообразных межпластовых тел, вытянутых группами в виде сближенных небольших массивов в направлении общего простирания пород. Длина их 50—2000 м. Тела метаморфизованных гипербазитов имеют хорошо выраженную зональность: центральные части чаще всего сложены серпентинизированными оливин-энстатитовыми породами, сменяющимися асбестизированными антофиллитовыми породами, а последние через ряд переходных разновидностей — тальк-актинолитовыми, тальк-хлоритовыми и хлоритовыми породами.

Антофиллит-асбестовая минерализация локализуется в зоне энстатит-тальк-карбонатно-антофиллитовых и тальк-карбонатно-антофиллитовых пород. Среди антофиллитовых пород выделяются три

структурные разновидности: пучковатые энстатит-антофиллитовые, располагающиеся ближе к оливин-энстатитовому ядру, пучковато-звездчатые и звездчатые. Все они асбестоносны, однако промышленное оруденение связано с пучковатыми и пучковато-звездчатыми разновидностями. Особенно богатое оруденение установлено в энстатит-антофиллитовых породах гиганто-кристаллической структуры. Гипербазиты и породы вмещающего комплекса рассечены в различных направлениях дайками гранита и пегматита.

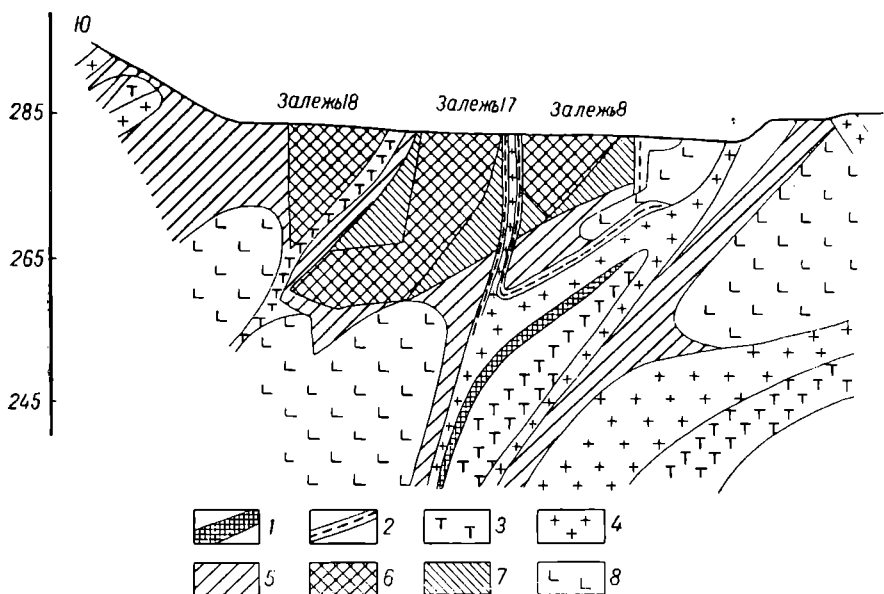


Рис. 35. Геологический разрез Мочаловского месторождения антофиллит-асбеста
По А. Я. Хмара

1 — вермикулитовые и хлорит-вермикулитовые породы; 2 — хлоритовые и тальк-хлоритовые породы; 3 — тальковые, тальк-карбонатные и карбонатно-тальковые породы; 4 — граниты мусковитовые, двуслодные, биотитовые; 5 — тальк-карбонатно-антофиллитовые породы пучковатой структуры, асбестизированные; 6 — асбестовые залежи с балансовыми рудами; 7 — асбестовые залежи с забалансовыми рудами; 8 — оливин-энстатитовые породы, серпентинизированные

Залежи антофиллит-асбеста имеют линзовидную, жилородобную или гнездообразную форму, часто осложненную изменением мощности, наличием апофиз, раздувов и пережимов, расщеплений и слияний, резких выклиниваний. Большинство залежей имеют размеры: длина 30—40 м, мощность 6—10 м, длина по падению до 40—70 м. Залежи падают под углом 40—80°, изредка до 30°. Обычно они группируются среди асбестоносных гипербазитов, образуя участки длиной 300—450 м (рис. 35).

Содержание асбестового волокна в залежах колеблется от 0,39 до 16,98%, в среднем 4—5%. Прочность недеформированного волокна на разрыв изменяется от 138 до 272 кг/мм², но резко сни-

жается после 1—2 изгибов. Обработка волокна кислотами и щелочами не снижает его прочности.

Месторождения антофиллит-асбеста образовались путем перекристаллизации гипербазитов (перидотитов и пироксенитов) и серпентинитов в форстерит-энстатитовые породы и последующего метасоматического замещения этих пород антофиллит-асбестом, тальком и карбонатами. Замещение происходило под влиянием гидротермальных, сравнительно низкотемпературных растворов гранитной магмы. Сысертские месторождения антофиллит-асбеста открыты еще в 1765 г. и описаны Палласом в 1773 г. Разведка и изучение их начаты в 1932 г. С 1947 г. месторождения эксплуатируются.

Гидротермальные месторождения крокидолита и амозита

Промышленные месторождения этих двух наиболее ценных разновидностей амфибол-асбеста известны в Южной Африке — в Капской провинции (крокидолит) и в Северо-Восточном Трансваале (крокидолит и амозит), а также (Гимерслей) в Западной Австралии (крокидолит).

Пояс крокидолитовых месторождений северной части Капской провинции протягивается от р. Оранжевой на северо-северо-восток до р. Машовинг на расстояние более 400 км при ширине от 5—15 до 50 км. Асбестоносный пояс Трансваала протягивается более чем на 100 км при ширине около 10 км в бассейне рек Олифантс и Стильпурт, в округах Лиденбург и Питерсбург.

Месторождения асбеста приурочены к предположительно докембрийским яшмам и полосчатым железистым песчаникам трансваальской системы, залегающим на доломитовых свитах и перекрытых осадочными и вулканогенными породами.

По данным А. Л. Холла, М. А. Пикока (Peacock, 1928), Л. Рейнеке и Л. Мак Клупа (Reinecke, Mc Clure, 1934) и Дю Тойта (Du Toit, 1945), месторождения крокидолита и амозита залегают только в породах, представленных тонкозернистыми богатыми железом отложениями. Железо связано большей частью в силикатах и иногда в двойных карбонатах. Вероятно, это коллоидальные химические осадки, отлагавшиеся в мелком море.

Комплекс полосчатых железистых яшм, кварцитов и сланцев собран в пологие антиклинальные и синклинальные складки. Мощность асбестоносных пород в Капской провинции 5—7 м, в Трансваале — около 10 м. На крыльях складок они выходят на дневную поверхность.

Крокидолит и амозит образуют в железистых кремнистых породах серию поперечноволоконистых прожилков различной мощности. Средняя длина волокна крокидолитовых прожилков 15—20 мм, число их 5—8. Средняя длина волокна прожилков амозита 100—120 мм, количество прожилков 5—6.

Поперечноволоконистые жилы обоих асбестов всегда согласны с напластованием вмещающих их железистых песчаников, никогда

не бывают секущими. Парагенетические минералы — магнезит, кальцит, кварц, хондрит — образуют обычно секущие прожилки в железистых песчаниках.

Генезис месторождений точно не выяснен. Некоторые исследователи считают, что образование жил крокидолита и амозита происходило в определенных слоях железистых песчаников, обогащенных Na_2O , и только в них, под воздействием гидротерм, привносивших магнезию. Последние выщелачивались из доломитовых слоев, всегда подстилающих железистые песчаники, и в тех случаях, когда не расходовалась на образование жил амфиболов, отлагалась в трещинах, секущих песчаники. Образование жил шло метасоматическим путем вдоль микроскопических трещин по плоскостям напластования песчаников. Источник гидротерм для Трансвааля — бушveldский интрузивный комплекс, для Капской провинции — не ясен.

По мнению других исследователей, согласные жилы поперечно-волокнутого крокидолита образовались в результате регионального метаморфизма осадочных пород. Рост волокна происходил в несколько циклов, развиваясь поперек различных слоев с выделением избытка железа в виде магнетита. Некоторые авторы считают (Du Toit, 1945), что крокидолитовый асбест представляет собой минерал, образующийся в условиях стресса.

Месторождения крокидолита начали разрабатываться с 1910 г., амозита — с 1915 г. Запасы месторождений весьма значительны.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Ю. К. Генетические типы месторождений щелочных амфибол-асбестов и основные принципы их прогноза и поисков. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

Андреев Ю. К. [и др.]. Асбестовосность СССР. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

Андреев Ю. К. Рудные формации амфиболовых асбестов. В сб.: «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных м-ний». Изд-во АН СССР, 1966.

Артемов В. Р. и Кузнецова В. Н. Основные закономерности размещения залежей хризотил-асбеста в Киембаевском асбестосном поле. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

Артемов В. Р. Особенности структуры Основной залежи Джетыгайского месторождения хризотил-асбеста. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 9, 1959.

Аршинов В. В. Асбест амфиболовый. В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР», т. 1. Изд-во АН СССР, 1936.

Аршинов В. В., Уральский Б. П., Бочарова А. Л. Сысертское месторождение антофиллит-асбеста. Тр. ВИМС, 1937, вып. 125.

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Структура хризотила и антигорита. Минер. сб. Львовского геол. об-ва, 1954, № 8.

Дыбков В. Ф. Структура рудного поля Баженовского асбестового района как важнейший критерий при поисках «слепых» залежей. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1955, т. 30, № 2.

Еремеев В. П. Петрография и генезис Актювского месторождения хризотил-асбеста. Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ИГЕМ, вып. 31.)

Курс нерудных месторождений. Ч. 1. Месторождения минерального сырья. Под ред. П. М. Татарина. ОНТИ НКТП СССР, 1934.

Месторождения хризотил-асбеста СССР. Сб. под ред. П. М. Татарина и В. Р. Артемова. Изд-во «Недра», 1967.

Курс месторождений полезных ископаемых. Под ред. П. М. Татарина и А. Г. Бетехтина. Изд. 3. Изд-во «Недра», 1964.

Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.

Меренков Б. Я. Генезис хризотил-асбеста. Изд-во АН СССР, 1958. (Тр. ИГЕМ, вып. 22.)

Меренков Б. Я. и Муратов М. В. Неметаллические полезные ископаемые. Госгеолтехиздат, 1942.

Меренков Б. Я., Татарин П. М., Берлинта Л. Я. Асбест хризотил-овый. В кн.: «Неметаллические полезные ископаемые СССР». Т. 1, М.—Л., 1936.

Меркурьев Н. Д. Аспагашское месторождение хризотил-асбеста. В сб.: «Асбест». Библ. горного ж. Гостехиздат, 1930.

Петров В. П. и Андреев Ю. К. Минералогия асбеста и место амфибол-асбестов СССР в общей их классификации. Изд-во АН СССР, 1959, (Тр. ИГЕМ, вып. 31.)

Петров В. П. и Соколова Л. А. Аспагашское месторождение хризотил-асбеста. Изд-во АН СССР, 1957. (Тр. ИГЕМ, вып. 17.)

Соболев Н. Д. Ультраосновные породы и связанные с ними полезные ископаемые. В сб.: «Исследование минерального сырья». Госгеолтехиздат, 1955.

Соболев Н. Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

Соболева М. В. и Соболев Н. Д. Ломкий хризотил-асбест. Изд-во «Недра», 1965.

Соколова Л. А. Геологические позиции месторождений маложелезистых асбестов. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

Соколов П. Н. и Шнейдер В. Е. Асбест. Госгеолтехиздат, 1959. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 5, изд. 2.)

Сыромятников Ф. В. О химических и физико-оптических свойствах хризотил-асбеста Баженовского месторождения. «Минеральное сырье», 1926, № 9.

Татарин П. М. Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 185, 1928.

Татарин П. М. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. В кн.: «Петрография СССР», серия 1, региональная петрограф., вып. 9. Изд-во АН СССР, 1940.

Татарин П. М. Поисковые критерии и признаки для месторождений хризотил-асбеста. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1948, т. 22.

Татарин П. М. Структура рудного поля Баженовского асбестового района. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 4, 1948.

Татарин П. М., Кузнецов В. А. и Филатов К. С. Геологические исследования в районе Актювакского месторождения асбеста в верховьях р. Енисей (1932). Тр. ЦНИГРИ, вып. 13, 1934.

Хмара А. Я. Сысертский антофиллит-асбестовый провинция Урала. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

Хмара А. Я. Разработка рациональной методики разведки месторождений антофиллит-асбеста Сысертской группы на Урале. «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1965, № 1.

Bowells O. Asbestos, a materials survey. US Bur. Mins. Inf. Circ. 4880, 1959.

- Cooke H. C. Asbestos deposits of Thetford district, Quebec. Econ. Geol., 1936, Lancaster, vol. 31, No. 4.
- Du Toit A. L. The origin of the amphibole asbestos deposits, of South Africa. Trans. Geol. SAF, 1945, 48.
- Garrod R. I. and Rann C. S. Preliminary X-ray studies of crocidolite and amosite. Acta Cryst., vol. 5, pt. 2, 1952.
- Graham R. P. D. Origin of massive serpentine and chrysotile-asbestos. Blac Lake — Thetford area, Quebec. Econ. Geol., 1917, vol. 12, No. 2.
- Grubb P. L. C. Serpentinization and chrysotile formation in the Matheson ultrabasic Belt., Northern Ontario. Econ. Geol., 1962, vol. 57, No. 8.
- Hendry N. W. Chrysotile asbestos in Minro and Beatty townships Ontario. Can. Min. and Met. Bull. 47, pp. 29—36 и Can Inst. Min. Met. Trans. 54, pp. 28—35, 1951.
- Iagodzinski H. and Bagchi S. N. Die gerollte Struktur des chrysotiles. N. Jahref. Min. Geol. a Pal., 1959, No. 5—6.
- Maser M., Rice R. V., Klud H. P. Chrysotile morphology. The Amer. Miner., vol. 45, No. 5—6, 1960.
- Peacock M. A. The nature and origin on the amphibole asbestos of S. Africa Amer. Min. 1928, No. 13.
- Reinecke L. and McClure L. Variation in the Quality on Amosite Asbestos at Penge, Transvaal Trans. Geol. Soc. of S. Africa, vol. 36, 1934.
- Riordon P. H. The genesis of asbestos in ultrabasic rocks. Econ. Geol., vol. 50, No. 1, 1955.
- Riordon P. H. et al. Asbestos: Geology of Canadian Industrial Mineral Deposits. Montreal Can. Inst. Min. and Met., 1957.
- Sincken W. E. Asbestos: its origin, production and utilization. 2-nd ed. London, 1959 (1960), vol. 24.
- Straw D. I. A World survey of the main chrysotil asbestos deposits. Can Min. and Met. Bull. vol. 48. 1955. Can Inst. Min. and Met. Trans. vol. 58, 1955.
- Whittaker E. I. W. and Zussman I. The characterisization of serpentine minerals by X-ray diffraction. Journ. of the Mineral. Mag., vol. 31, No. 233, London, 1956.

Глава 8

ТАЛЫК И ТАЛКОВЫЙ КАМЕНЬ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Тальк представляет собой гидросиликат магнезия с химической формулой $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$ или $3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$. Это минерал моноклинной сингонии, теоретически содержащий 31,7% MgO , 63,5% SiO_2 и 4,8% H_2O ; обычно, однако, он содержит примеси Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , реже NiO .

А. Г. Бетехтин (1956 г.) относит его к подклассу слюдоподобных силикатов со слоистыми кристаллическими решетками гексагонального и псевдогексагонального строения. Параметры ячейки талька: $a_0 = 5,26$; $b_0 = 9,10$; $c_0 = 18,81$; $\beta = 100^\circ 00'$.

В виде отдельных кристаллов этот минерал встречается редко, обычно он образует скрытокристаллические плотные или чешуйча-

тые и листоватые агрегаты; тальк в плотных агрегатах называется стеатитом, в сланцеватых — тальковым сланцем. Цвет чистого талька совершенно белый; в случае присутствия закиси железа он окрашен в зеленый цвет, окиси железа — в бурый. Никель окрашивает тальк в яблочно-зеленый цвет. Двупреломление талька высокое (0,030—0,050), угол оптических осей от нуля до 30°. Твердость талька около 1, он легко чертится ногтем, жирен на ощупь, вследствие чего стеатит называют также жировиком или мыльным и горшечным камнем. Отдельные чешуйки талька гибкие, но не упругие. При температуре около 900° тальк дегидратируется, при температуре 1530° — плавится. Он обладает способностью хорошо обрабатываться и легко измельчаться в тонкий порошок со средней размерностью частиц 0,03—0,04 мм. Он хорошо противостоит действию кислот, щелочей, минерализованной воды, относится к плохим проводникам тепла и электричества.

Тальк обладает так называемым субстратным действием, т. е. способностью удерживать на поверхности своих частиц, как на химически инертной основе, некоторые активные химические вещества. На этом свойстве основано его широкое применение в производстве инсектофунгицидов, употребляемых для борьбы с вредителями в сельском хозяйстве и быту.

Чисто тальковые породы и породы, содержащие более 75% талька, называют т а л ь к и т а м и. Наряду с такими породами промышленность использует также породы, содержащие 35—75% талька, — так называемые т а л ь к о в ы е к а м н и. Среди них выделяют тальк-магнезитовые, тальк-доломитовые и тальк-хлоритовые, а также промежуточные разновидности.

Цвет тальк-хлоритового камня обычно зеленый и темно-зеленый, а тальк-карбонатных камней — серый и зеленовато-серый. Твердость тальковых камней (особенно талько-карбонатных) больше, чем у талькитов, и варьирует от 1 до 3,5; мягкие камни промышленностью ценятся выше, так как они легче механически обрабатываются и легче размалываются. Тальковые камни имеют высокую огнеупорность, температура плавления их изменяется в пределах 1350—1400° С. Тальк-карбонатные камни являются щелочепорными, а тальк-хлоритовые — щелоче- и кислотоупорными.

По кристаллической структуре, физическим и техническим свойствам к тальку очень близок минерал пиррофиллит — $Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2$ или $Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$. Визуально эти минералы неразличимы. Плотные агрегаты пиррофиллита носят название агальматолит и пагодит.

Пиррофиллит и тальк, имея сходные кристаллические решетки, не только близки по своим физическим свойствам, но мало отличаются друг от друга по технологическим и техническим (рабочим) свойствам, а следовательно и по областям применения в промышленности.

Представление о химическом составе талька и талькового камня из различных месторождений дает табл. 12.

Химический состав тальцитов различных месторождений
(в вес. %)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	58,15	51,54	34,10	30,96	59,77	62,98	56,61	50,92
Al ₂ O ₃	1,80	4,25	1,70	1,98	1,85	0,83	0,26	0,54
Fe ₂ O ₃	0,56	3,35	4,70	3,74	0,28	0,05	0,17	0,10
FeO	4,64	Не опр.	1,50	3,80	1,02	Нет	Следы	0,28
MgO	29,41	27,49	36,60	34,70	30,92	31,02	33,48	29,18
CaO	0,17	3,48	0,50	0,15	0,43	0,14	0,04	0,52
Щелочи	Нет	Не опр.	Не опр.	0,10	Не опр.	0,08	0,06	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,21	»	0,10	0,04	»	0,16	Не опр.	»
H ₂ O ⁺	Не опр.	0,44	Не опр.	3,20	»	Не опр.	»	4,61
Ca	»	Не опр.	20,40	20,88	»	»	»	7,88
MnO	0,22	»	Не опр.	0,19	0,05	»	»	Не опр.
Cr ₂ O ₃	Следы	»	»	0,43	0,01	»	»	»
NiO	Не опр.	»	»	0,23	Не опр.	»	»	»
П. п. п.	5,15	6,11	»	—	7,15	7,74	9,53	»
С у м м а	100,31	96,66	99,60	100,00	101,48	103,00	100,15	95,03

1 — тальцит, Абдул-Касимовское месторождение (Урал), среднее из 251 анализа; 2 — тальцит, Тетра-Миндори (Грузия); 3 — тальцовый камень, Шабры, среднее из 44 анализов; 4 — тальцовый камень, Сыростан; 5 — тальцит, Олот, среднее из 12 анализов; 6 — тальцит, Киргитей; 7 — тальцит, Та-Ши-цао (КНР); 8 — тальцит, Мэдок (Канада).

**ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ,
ТРЕБОВАНИЯ К СЫРЬЮ, ДОБЫЧА**

Разработанных требований промышленности к тальцовому сырью нет. По ГОСТ 879—52 оценивается качество готовой продукции — молотого талька, представляющего собой либо продукт механического измельчения тальцитов, либо продукт механического обогащения (путем флотации) тальк-карбонатных пород. Согласно ГОСТу молотый тальк по физико-химическим свойствам делится на четыре марки (А, Б, В и медицинский), которые в свою очередь разделяются на сорта. В зависимости от марки и сорта устанавливается область применения молотого талька. Оценка качества тальцового камня производится по кондициям, разработанным и утвержденным для каждого конкретного месторождения.

Тальцовый порошок применяется различными отраслями промышленности СССР в качестве наполнителя. Наиболее широко он используется в химической промышленности при производстве инсектицидов как наполнитель дустов, применяемых для борьбы с вредителями в сельском хозяйстве и в быту. В бумажной промышленности белый или слегка сероватый тальцовый порошок вводится в состав бумажной массы, что повышает прочность и гляцевитость бумаги, понижает ее гигроскопичность, придает восприимчивость

типографской краске. В керамической промышленности молотый тальк является важной составной частью шихты при производстве электроизоляционного фарфора, технической и бытовой посуды, облицовочных стенных плит и т. п. В резиновой промышленности тальк используется как наполнитель в резиновой смеси и для придания резины. В парфюмерной и фармацевтической промышленности молотый тальк служит сырьем для производства пудры и присыпок, а также в качестве наполнителя для таблеток. В кондитерской промышленности тальковый порошок применяется как полировочный материал для придания блеска конфетам и как обсыпка для дешевых сортов с целью предохранения их от слипания. Тальковый порошок используется также в лакокрасочной, кровельной и кабельной промышленности, в литейном деле, в цементном, текстильном, пластмассовом производствах, для изготовления смазок и цветных карандашей.

Качество талька как наполнителя зависит от содержания в нем окислов железа, поэтому наиболее важным требованием к тальку, идущему на помол, является минимальное содержание в нем этих окислов. Выяснено, что закисное железо, изоморфно входящее в решетку самого минерала талька, значительно менее вредно, чем окисное, входящее в состав сопутствующих минералов. Присутствие окислов железа отражается на цвете талькового порошка, ухудшает его керамические свойства, огнеупорность и вредно влияет на химические свойства изделий.

Кусковой тальк используется промышленностью для производства цельноточеных изделий: горелок для маяков, запальных свечей для двигателей внутреннего сгорания, радиодеталей, чаш, сосудов и др. Из тальковых и особенно пирофиллитовых пород издавна изготавливаются изделия прикладного искусства и декоративная скульптура.

Тальковые камни используются главным образом для выпиливания огнеупорных футеровочных кирпичей, которыми облицовываются внутренние части печей в металлургической, стекольной, цементной, химической и бумагоделательной отраслях промышленности. Из тальк-хлоритового камня выпиливают распределительные щиты и различные электроизоляционные детали, выдерживающие напряжение до 500 в, а также химически стойкую аппаратуру и тигли для плавки цветных металлов и сплавов.

Добыча талькитов производится как открытыми, так и подземными работами, тальковых камней — только открытыми работами. Специальными машинами тальковый камень непосредственно в забое распиливается на плиты и кирпичи, причем получается много отходов. Последние размалываются и подвергаются обогащению, при котором извлекается порошковатый тальк.

Производство молотого талька в СССР в 1966 г. составляло 64 тыс. т, тальк-магнезитовых кирпичей — 467 тыс. т. Добыча талькита, талькового камня и пирофиллита в капиталистических странах за 1965 г. составила 3100 тыс. т, из них (в тыс. т): США —

777, Япония — 1047 (преимущественно пирофиллит), Франция — 196, Италия — 118, Индия — 148 и Китай — 148.

В настоящее время по количеству потребляемого талька Советский Союз занимает третье место в мире, уступая лишь США и Японии, но структуры потребления молотого талька в СССР и США резко отличны. В СССР на первом месте стоит производство инсектицидов (65%), на втором — бумажная промышленность (10%), на третьем — кровельная (7%). В США первое место занимает керамическая промышленность (34%), затем красочная (19%), инсектицидная (8%), кровельная (8%), резиновая (5%) и бумажная (4%).

Отпускные цены на молотый тальк в СССР колеблются в значительных пределах: на молотый тальк из тальцитов серпентинитового типа 7,1—17,2 руб. за тонну, на флотированный тальк Шабровского комбината 14,5—17,2 руб., на порошок карбонатного талька Охотского месторождения 62,8—66,8 руб., на тальк-магнезитовый кирпич 11,5—13,4 руб. за тонну.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Тальк является типичным эпимагматическим минералом. Эндогенные месторождения его всегда связаны с метаморфическими породами и являются по характеру процессов образования метаморфогенными (Татариков, 1934). Однако весьма детальное изучение месторождений талька, выполненное в последние годы П. П. Смолиным (1962) и И. Ф. Романовичем (1960—1965), показало, во-первых, что тальковые месторождения возникают в условиях фации зеленых сланцев в комплексах, претерпевших метаморфизм не выше амфиболитовой фации, и, во-вторых, что подавляющее большинство месторождений талька возникло в результате контактово-реакционного метасоматоза, обусловленного гидротермальными растворами (Коржинский, 1955). Следовательно, большинство эндогенных месторождений талька следует относить к гидротермальным месторождениям малых и средних глубин и низких и средних температур.

Одним из важнейших условий для образования месторождений талька является наличие магнезиальных пород, так как тальк, будучи магнезиальным силикатом, возникает в основном в результате гидротермальных процессов, при которых MgO заимствуется из исходных пород, а кремнезем привносится извне. К магнезиальным породам, с которыми связаны месторождения талька и талькового камня, относятся: 1) доломиты, доломитизированные известняки, магнезиты и магнезиальные мергели, в которых возникают контактово-метасоматические и гидротермальные метасоматические месторождения талька, и 2) гипербазиты и продукты их метаморфизма, с которыми связаны гидротермальные (реакционно-метасоматические) месторождения талька.

Менее развиты типичные метаморфогенные месторождения таль-

китов и тальковых камней, а также гипергенные месторождения порошковатого талька остаточного типа. Месторождения этих двух генетических типов также связаны с указанными магнезиальными породами.

1. Контактново-метасоматические и гидротермально-метасоматические месторождения в карбонатных породах часто возникают вблизи контакта доломитов и доломитизированных известняков осадочного происхождения с крупными интрузивными телами и дайками кислых изверженных пород (Светлоключское, Онотское и др.). В таких случаях развитие талька происходило в гидротермальную фазу контактового метасоматоза непосредственно по доломиту и реже по ранее образовавшемуся (за счет доломита) тремолиту, причем магнезия имела на месте, в карбонатных породах, а SiO_2 привносилась из магматического очага (Романович, 1965).

В других случаях (Жиргитейское месторождение) тела талькитов возникали как контактово-реакционные (метасоматические) гидротермальные образования, причем кремнезем в магнезиальные породы мог поступать как в результате биметасоматических обменных процессов на контактах, так и инфильтрационным путем за счет предварительного его выщелачивания растворами при их движении вдоль крупных тектонических нарушений, пересекающих контакты доломитов и силикатных пород.

Залежи талькита и тальк-карбонатного камня располагаются среди карбонатных, реже среди силикатных пород или на контакте тех и других, имеют форму линз, пластообразных и жиллообразных тел значительных размеров (от десятков до 200—500 м в длину и 10—15, редко 40—50 м мощностью для талькитов, 1000 м в длину и 200 м мощности — для тальковых камней) и сложены либо высококачественным маложелезистым (от долей до 4% окислов железа) талькитом, либо тальк-доломитовым или тальк-магнезитовым камнем, имеющим малую практическую ценность. В парагенезисе с тальком встречаются энстатит, диопсид, тремолит, актинолит, гематит, графит, скаполит, магнетит, некоторые сульфиды, серпентин, хлорит, а также первичные и вторичные карбонаты (доломит, кальцит), апатит, кварц.

2. Гидротермальные метасоматические (контактово-реакционные) месторождения талька и талькового камня связаны с ультраосновными интрузивными (дуниты, перидотиты, пироксениты) и эффузивными (пикриты) породами, а чаще с возникшими при метаморфизме этих пород серпентинитами. Они образовались при воздействии на эти породы гидротермальных растворов в результате контактово-реакционного метасоматоза и для них характерна следующая зональность: «хризотилловый серпентинит — антигоритовый серпентинит — оталькованный и карбонатизированный серпентинит — такой же серпентинит с жилами щелочного амфибол-асбеста (или актинолит-тремолитовая зона) — тальк-магнезитовый (брейнеритовый) камень —

талькит — апоалюмосиликатная зона (хлоритовая, биотит-хлоритовая, вермикулитовая, иногда также представленная различными сочетаниями этих минералов, обособляющихся в самостоятельные зоны и имеющих переходные участки) — зона слабо измененных кремнеземистых пород (хлоритизированных, серицитизированных, карбонатизированных)» (Смолин, 1962, стр. 544).

Если растворы, вызывавшие контактово-реакционный метасоматоз, по составу были кремнекислыми, то путем замещения первичных минералов возникали месторождения талькита, если же растворы кроме SiO_2 содержали значительные количества углекислоты, образовывались месторождения талькового камня (тальк-брейнеритового, тальк-магнезитового, тальк-хлоритового).

В качестве парагенетических минералов при отальковании, кроме магнезита и хлорита, возникают амфиболы, турмалин, биотит, магнетит, тремолит, хризотил-асбест, пирит, гематит, пирротин, халькопирит, золото, а из первичных минералов сохраняются остатки серпентина и хромшпинелида. Часть железа первичной породы входит в состав талька, и цвет последнего поэтому всегда более темный, чем у талька, образовавшегося при отальковании карбонатных пород.

Талькиты в гипербазитах залегают в виде жиллообразных и линзообразных тел мелких и средних размеров (длина 100—800 м, мощность от 2—3 до 10—40 м). Для залежей тальковых камней также характерны линзообразные формы, но размеры их значительно больше: длина 2—4 км, мощность 200—250 м.

3. Метаморфогенные месторождения, возникшие при процессах регионального метаморфизма без привноса вещества или с привносом только CO_2 (Коржинский, 1955), сложены почти всегда тальковым камнем и образуются как по гипербазитам (Шабровское, Сыростанское и др.), так и по магнезиальным карбонатным и ассоциирующим с ними силикатным породам — кварцитам и филитизированным глинистым сланцам (некоторые залежи Киргитейского и Бироканского месторождений и др.). Конечно, и в формировании этих месторождений наряду с процессами регионального метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций принимали участие и процессы гидротермального метасоматоза, но роль последних была резко подчиненной.

Метаморфогенные залежи талькового камня имеют форму линз и зон иногда весьма значительных размеров — до 4 км в длину и 40—70 м мощности.

4. Остаточные месторождения порошковых тальковых руд возникают в зоне выветривания некоторых аподоломитовых (Киргитейское, Алгуйское) и апогипербазитовых (Запываловское, Каракудукское) месторождений. На аподоломитовых месторождениях гипергенные процессы приводят к образованию очень мощных (до 150 м) вторичных порошковых тальковых руд, почти свободных от CaO , на глубине переходящих в плотные талькиты (Киргитейское месторождение). Порошковые остаточные тальковые руды характе-

ризуются исключительной чистотой: содержание в них Al_2O_3 , CaO и Fe_2O_3 колеблется от сотых до десятых долей процента, содержание FeO составляет 0,1 %.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Большинство месторождений талька и талькового камня в СССР, в том числе и эксплуатируемых, связано с гипербазитовыми интрузиями, слагающими «серпентинитовые пояса», о которых шла речь при рассмотрении месторождений хризотил-асбеста. В районах наиболее широкого развития гипербазитовых интрузий — на Среднем и Южном Урале — и сосредоточено большинство месторождений талька и талькового камня.

Ряд месторождений талька, связанных с серпентинитами, располагается в Миасском районе Челябинской области и прилегающем к нему Учалинском районе Башкирской АССР (Козьмодемьяновское, Пугачевское, Абдул-Касимовское, Керябинское и др.). Месторождения талькового камня, приуроченные к серпентинитам, размещены в Свердловской (Шабры, Верхняя Салда) и Челябинской (Сыростан, Черниговское) областях. На юге Урала открыты Джетыгаринское и Киембайское месторождения талькитов и тальковых камней, а также крупное месторождение в Мугоджарах (Каракудук).

Эксплуатируются на Урале лишь некоторые месторождения талькита в районе г. Миасса и Шабровское месторождение талькового камня.

Месторождения этого генетического типа известны в Южной Осетии (Чорчанская группа), в Кара-Калпакской АССР (хр. Султан-Уиз-Дар), в Тувинской АССР (Актотракское и Билинское месторождения), в Украинской ССР (Веселянское месторождение).

К серпентинизированным пикритам приурочены небольшие по размерам месторождения тальк-хлоритового камня в районе оз. Сег в Карельской АССР.

Крупные месторождения талька и талькового камня в магнезиальных карбонатных породах находятся в Иркутской и Кемеровской областях (Онот, Светлый Ключ), а также известны на Дальнем Востоке (Биракан), в Казахстане (хр. Малый Каратау) и в Средней Азии (Юго-Западный Памир). Эксплуатируется пока лишь Онотское месторождение.

Крупнейшим месторождением талька и талькового камня регионально-метаморфического (отчасти контактово-реакционного) типа с остаточными образованиями порошкового талька в коре выветривания (запасы более 10 млн. т) является Киргитейское месторождение, расположенное в пределах Енисейского кряжа в Удере́йском районе Красноярского края.

Все месторождения талька и талькового камня, известные в СССР, приурочены к метаморфическим толщам доломитов, магнезитов и доломитизированных известняков преимущественно докембрийского (протерозой — синний), отчасти нижнепалеозойского возраста.

Из общего громадного количества месторождений тальцитов и тальковых камней, известных в настоящее время в СССР (24 млн. *т* тальцитов и 320 млн. *т* тальковых камней), к числу промышленных относятся 30 месторождений талька и 8 месторождений талькового камня.

В месторождениях с балансовыми запасами и эксплуатируемых в настоящее время преобладают руды гипербазитовой группы, характеризующиеся высокой железистостью (от 4 до 10—12% Fe_2O_3), что сильно ограничивает их использование и осложняет технологию переработки. Гораздо более интересны для промышленности тальковые руды магнезиально-карбонатной группы, маложелезистые (от долей процента до 2%), удовлетворяющие наиболее требовательные к тальку отрасли промышленности. Эксплуатация этих руд в настоящее время развита слабо, хотя разведанные запасы их весьма значительны (Онотское, Светлоключское, Киргитейское месторождения и др.). Дальнейшее развитие тальковой промышленности СССР должно базироваться именно на этих высококачественных рудах магнезиально-карбонатной группы.

Крупные месторождения талька и талькового камня, связанные с гипербазитами, известны и эксплуатируются в США (штаты Виргиния, Вермонт, Калифорния), в Канаде (провинция Квебек). К магнезиальным карбонатным породам приурочены месторождения Мэдок (Канада), Гувенер (США), Люзенак (Франция) и др.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Онотское месторождение. Это месторождение талька находится в предгорьях Восточных Саян, в 120 км на юго-запад от г. Черемхово (Наделяев, 1958; Смолин, 1962). Оно расположено в краевой зоне поднятия фундамента Сибирской платформы, на северо-восточном крыле главного архейского антиклинория Восточного Саяна.

Общая площадь тальконосного поля составляет около 100 км². Оно вытянуто в северо-западном направлении и занимает одну из жестких чешуйчатых глыб, на которые здесь разбит выступ фундамента. В пределах этой центральной глыбы развит комплекс метаморфических пород, несущих ряд общих признаков и ясно отличающийся от комплексов, развитых к юго-западу и северо-востоку. В пределах этой глыбы развиты нижнепротерозойские метаморфические породы, прорванные многочисленными интрузиями преимущественно протерозойских гранитов и в меньшей степени более молодыми (вероятно, пермо-триасовыми) мелкими дайками долеритов.

Нижнепротерозойский комплекс подразделяется на две свиты: камчадальскую и свиту Соснового Байца. Камчадальская свита общей мощностью около 900 м подразделяется на три горизонта: нижнеамфиболитовый, продуктивный карбонатный и верхнеамфиболитовый. Нижнеамфиболитовый горизонт (мощность 150—200 м) сложен амфиболитами и роговообманковыми гнейсами, связанными постепенными переходами и местами мигматизированными.

Продуктивный карбонатный горизонт (мощность 100—200 м) представлен доломитами, местами почти нацело замещенными магнетитом. Все тела талька связаны с этим горизонтом. Верхнеамфиболитовый горизонт мощностью до 550 м отличается от нижнего присутствием прослоев кварцитов и биотитовых сланцев.

Тальк приурочен к залежам магнетитов и встречается в них в виде тонкой вкрапленности, мелких прожилков, линз и крупных жил как в самих магнетитах, так и на контактах последних с антигорит-хлоритовыми сланцами, серпентинитами и амфиболитами, особенно в местах выклинивания залежей магнетитов. Тела талька содержат редкие реликты магнетита, прослои и куски брекчированных серпентинитов и антигорит-хлоритовых сланцев.

Наиболее интенсивно процесс талькообразования проявился на залежи Камчадал, протяженность которой достигает 500 м, а мощность — 40 м (рис. 36). Эта залежь расположена в непосредственном соседстве с региональным разломом и разрез продуктивного горизонта ее характеризуется присутствием силикатных пород внутри карбонатных. Промышленные залежи Онотского рудного поля представлены группой тел тальцитов протяженностью в несколько десятков метров и мощностью 5—15 м, падение рудных тел крутое (60—85°). Общее количество разведанных тел в рудном поле более двухсот.

Помимо жил тальцитов, обычно мономинеральных, реже хлорит-содержащих, тальковые руды представлены также мощными зонами неравномерно оталькованных магнетитов, резко сменяющимися жилами талька и отчетливо их оторачивающими.

К. М. Наделяевым (1958) на месторождении установлена следующая зональность: 1) амфиболиты или роговообманковые сланцы; 2) хлоритизированные амфиболиты или роговообманковые сланцы; 3) талькиты; 4) оталькованные магнетиты; 5) магнетиты.

Тальк имеет мелкочешуйчатое строение; цвет его зеленовато-белый, светло-серый, серый, розовато-белый, реже сургучно-красный. Минеральными примесями, обуславливающими окраску талька, являются хлорит, графит и гематит, встречаются также пирит, магнетит и более поздние апатит, доломит и кварц.

Эксплуатация месторождения начата в 1946 г. и осуществляется открытыми и подземными работами в небольшом масштабе.

По мнению К. М. Наделяева (1958), вещественный состав и геологическая обстановка Онотского месторождения указывают на контактово-реакционное образование метасоматических жил талька под воздействием гидротерм интрузии лейкократовых гранитов и позволяют отнести его к группе контактово-метасоматических.

По мнению П. П. Смолина (1962), тальковые месторождения Онотского рудного поля возникли в регрессивную фазу метаморфизма протерозойской метаморфической толщи, наиболее интенсивные проявления которого контролируются структурой рудного поля. Тальковые руды представляют собой контактово-реакционные образования, занимая определенные зоны в метасоматической колонке.

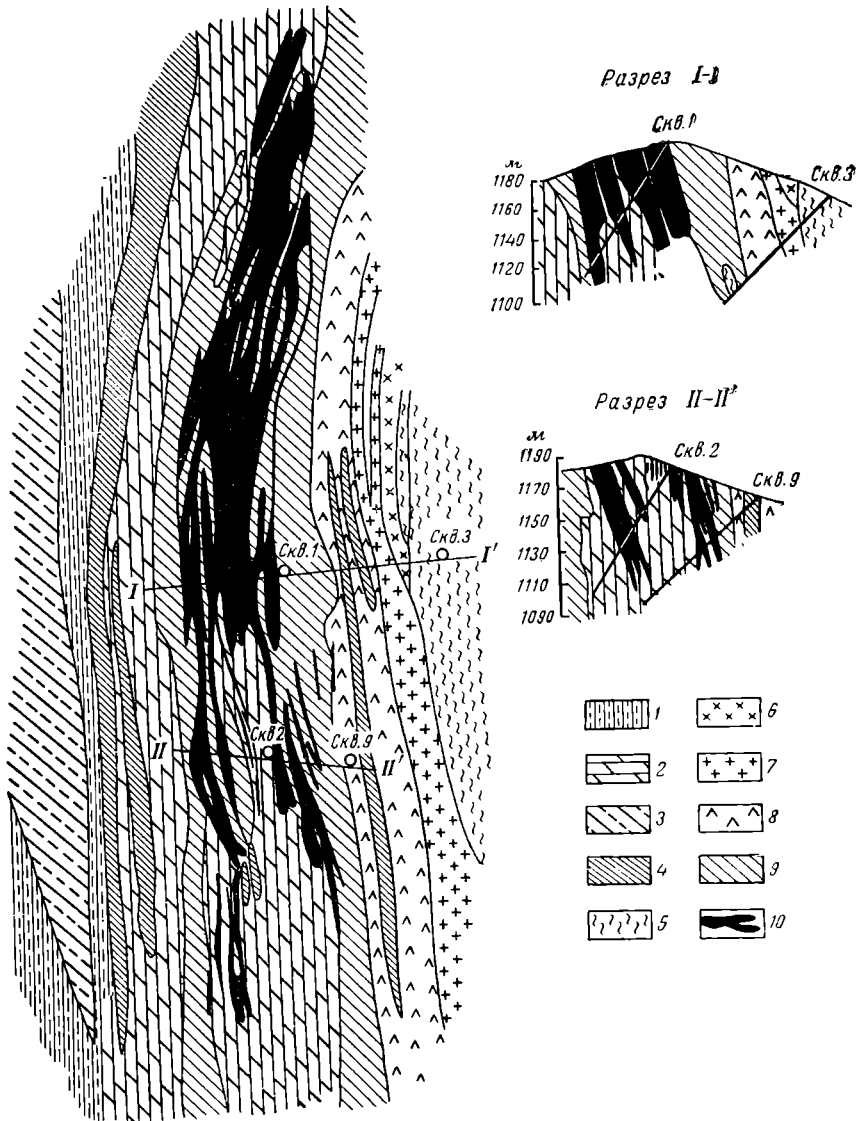


Рис. 36. Схема геологического строения талькового месторождения Камчадал.

По П. П. Смолину, 1962.

1 — кварцито-гнейсы; 2 — магнезиты; 3 — роговообманковые сланцы; 4 — эпидот-хлорит-роговообманковые сланцы; 5 — хлоритовые сланцы; 6 — гнейсовидные биотитовые плагиограниты; 7 — лейкократовые граниты; 8 — антигорито-хлоритовые сланцы; 9 — серпентиниты; 10 — тальк

Киргитейское месторождение. Киргитейское реакционно-метасоматическое месторождение талькитов и тальковых камней, а также порошковатых тальковых руд коры выветривания находится в пределах Удерейского тальконосного поля, расположенного в Енисейском крае, в Красноярском Заангарье.

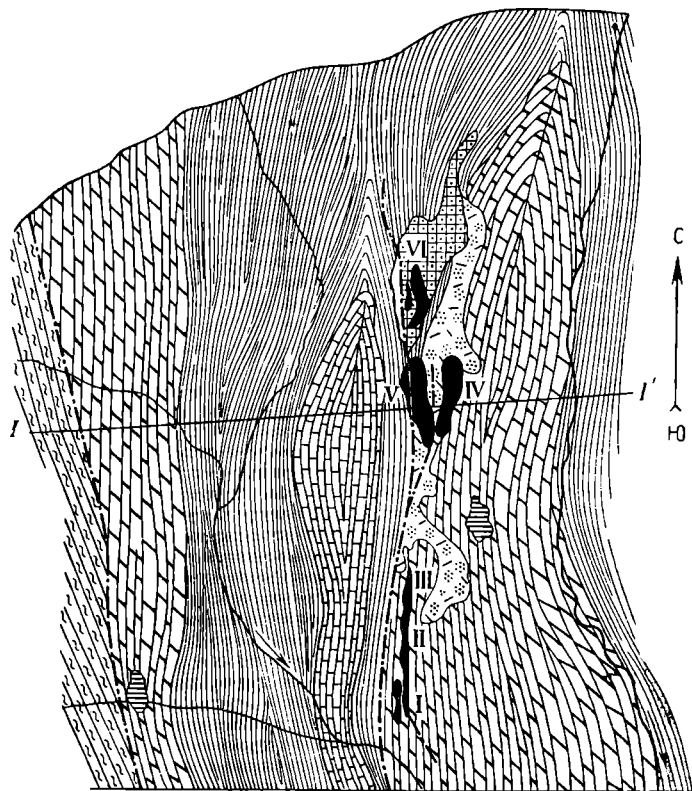
По данным П. П. Смолина (1962), Удерейское тальконосное поле имеет протяженность более 40 км и расположено в области развития слабо метаморфизованной синийской терригенно-карбонатной толщи, суммарная мощность которой оценивается в 12,5—14 км. Эта толща сложена песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и известняками, филлитами, кварцитами, доломитами с линзами магнетитов. Большинство проявлений магнетита и талька приурочено к аладьинской свите доломитов в пределах западного и юго-восточного крыльев крупной Дашкинской брахисинклинали.

Киргитейское месторождение приурочено к контакту аладьинской доломитовой и погоруйской сланцевой свит. В его геологическом строении принимают участие синийские отложения, комплекс мезозойской коры выветривания и третичные рыхлые глинистые отложения крупной карстовой депрессии. Все эти комплексы содержат различные типы тальковых руд.

Первичные элементы структуры рудного поля определяются крутопадающим меридиональным залеганием синийского комплекса и, главным образом, тектоническими нарушениями типа надвига-срыва в лежачем крыле антиклинали. Тальковые залежи месторождения распадаются на две группы. Первое, второе и третье рудные тела (рис. 37), составляющие южную группу, представляют единую жилообразную крутопадающую залежь протяженностью 550 м и мощностью до 20 м, сопровождающуюся серией кулисообразных более мелких тел. Пятое и шестое рудные тела северной группы, также составляющие единую залежь длиной более 800 м, разделенную 20-метровым пережимом, имеют мощность более 100 м. Эти также крутопадающие тела в верхних частях до глубины 150 м сложены порошковатыми талькитами коры выветривания, на глубине переходящими в плотные талькиты. Четвертое рудное тело сложено перестроенным порошковатым тальком и представляет полого залегающую пластообразную залежь в толще рыхлых отложений карстовой депрессии (рис. 38).

Мезозойская кора выветривания мощностью до 150 м имеет линейный характер и приурочена к упомянутым тектоническим нарушениям в районе месторождения. Кора выветривания развита на глинистых сланцах, кварцитах, талькитах и изредка на доломитах. Глинистые сланцы в коре выветривания переходят в глины, кварциты и талькиты дезинтегрируются, превращаясь соответственно в маршаллитоподобный элювий и порошковатые пелитоталькиты. Доломиты изредка переходят в доломитовые песок и муку.

Наибольшую промышленную ценность представляют остаточные порошковатые талькиты, возникшие за счет аподоломитовых руд вследствие полного удаления в коре выветривания даже самых



Разрез I-I'

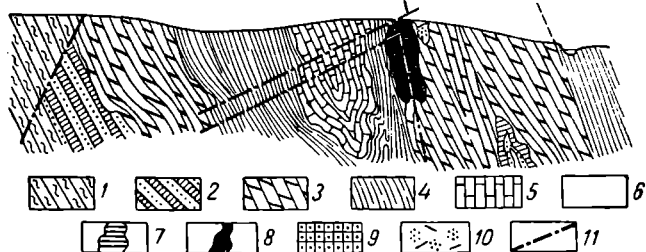


Рис. 37. Схема геологического строения Киргитейского месторождения талька. Составил Н. П. Смолин с использованием материалов Ангарской геологоразведочной экспедиции, 1960

1 — глинистые сланцы и песчаники погорюйской свиты; 2 — пестроцветные глинистые известняки и сланцы свиты карточки; 3 — доломиты аладинской свиты; 4 — пестроцветные глинистые сланцы потоскуйской свиты; 5 — черные подорослевые известняки потоскуйской свиты; 6 — кварциты потоскуйской свиты; 7 — линзы магнетитов в доломитах аладинской свиты; 8 — залежи талька; 9 — маршалдитовидный элювий коры выветривания кварцитов; 10 — третичные рыхлые бокситоподобные отложения; 11 — тектонические нарушения. Римскими цифрами показаны рудные тела

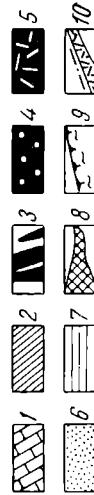
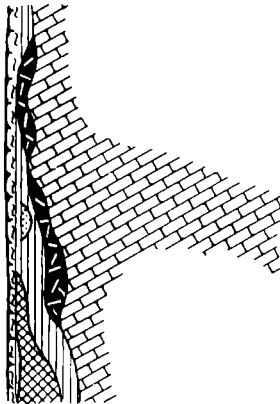
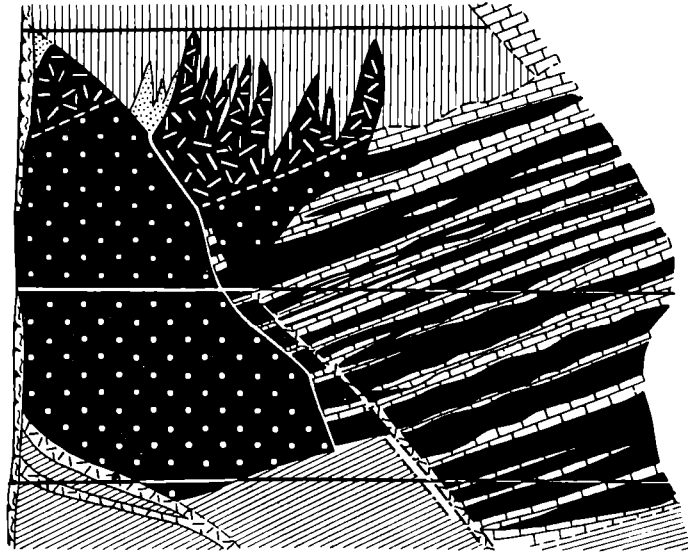


Рис. 38. Геологические разрезы (поперечные) по рудным телам талька Киргитского месторождения

1 — доломиты; 2 — глинистые сланцы; 3 — плотные тальковые руды; 4 — поршковые тальковые руды; 5 — перестроженные поршковые тальковые руды; 6 — песок (перестроженный элювий выветрелых кварцитов); 7 — глинистые отложения карстовой депрессии; 8 — окислы; 9 — поверхностные наносы; 10 — дизъюнктивные нарушения

крупных включений доломита, тогда как порошковатые талькиты апокварцитового типа сохраняют реликтовую примесь маршаллита, хотя и незначительную в пределах крупных блоков. Содержание окислов железа в порошковатом тальке не превышает 1%, и он представляет собой ценнейший продукт, использование которого может производиться без каких-либо дополнительных операций по дроблению и обогащению.

Киргитейское месторождение детально разведано и обладает многомиллионными запасами порошковатых и плотных талькитов. Месторождение возникло на контакте силикатных пород (преимущественно кварцитов) и доломитов за счет инфильтрационно-метасоматических процессов, проявившихся особенно широко в зоне, тяготеющей к крупному тектоническому нарушению. Образование же остаточных залежей порошковатых руд связано с наложением на месторождение талькитов глубокой линейной коры выветривания в мезозое.

Шабровское месторождение. Это месторождение тальк-магнезитового камня расположено в 20 км к югу от г. Свердловска, близ пос. Шабы. Район месторождения сложен метаморфическими породами, среди которых наиболее распространены слюдисто-хлорит-кварцевые сланцы, в меньшей мере — кварциты и мраморизованные известняки. Эти породы интродуцированы древними ультраосновными породами — перидотитами и более молодыми гранитами. Перидотиты полностью превращены в серпентиниты, которые слагают две мощные полосы северо-западного простираения. В северо-восточной полосе, заключенной среди слюдисто-хлорит-кварцевых сланцев и кварцитов, серпентиниты сильно оталькованы и карбонатизированы и содержат три мощные залежи тальк-магнезитового камня (Старая, Большая и Новая линзы), с которыми серпентиниты связаны постепенными переходами. Юго-западная полоса сложена неизмененными серпентинитами и располагается между метаморфическими породами и лежащим юго-западнее гранитным массивом. Другой массив гранитов обнажается в северо-западной части района. С гранитами связаны дайки гранит-аплитов и аплитов, а также жилы кварца, развитые в метаморфических породах, серпентинитах и тальк-магнезитовом камне.

Тальк-магнезитовый камень представляет собой довольно мягкую породу серого или светло-серого цвета среднезернисто-чешуйчатого или листоватого сложения, легко поддающуюся обработке. Он состоит из примерно равных количеств (по 43—48%) талька и карбонатов — преимущественно магнезита, в меньшей степени брейнерита, иногда сидерита, и кальцита; второстепенные минералы: хлорит (до 6,5%), серпентин, магнетит, гематит, хромит, иногда пирит. Толща тальк-магнезитового камня грубо рассланцована и неоднородна. Трещины сланцеватости нередко выполнены прожилками крупночешуйчатого талька и крупнокристаллических карбонатов, встречаются маломощные прослои талькового сланца. Внутри толщи заключены, в виде прослоев, жил и неправильных тел, серпентиниты,

пироксениты, слюдисто-хлоритовые и хлоритовые сланцы, мраморовидные известняки, а также дайки метаморфизованных основных пород, дайки гранит-аплита и жилы кварца.

Залежь тальк-магнезитового камня «Большая линза» имеет форму падающей почти вертикально линзы протяженностью 2 км. Мощность линзы меняется от 50 до 350 м. Она разведана на глубину более 200 м и не обнаруживает выклинивания.

Разработка месторождения велась кустарным способом с 80-х годов прошлого столетия. Разведка месторождения и правильно организованная добыча были начаты в 1930 г. В настоящее время разработка месторождения производится открытыми работами при высокой степени механизации. Рудник выпускает цельнопильный тальк-магнезитовый огнеупорный кирпич для цементной, металлургической и бумажной промышленности. Выход кирпича непостоянен и достигает 40 %. Отходы размалываются в тальк-магнезитовую муку и подвергаются обогащению методом флотации для получения талькового порошка, причем возможно получение не только тальковой, но и магнезитовой фракции. Запасы месторождения превышают 300 млн. т.

По мнению Б. П. Уральского (1938), серпентиниты, вмещающие Шабровскую линзу тальк-магнезитового камня, образовались из пород перидотитовой формации, по-видимому, путем автометаморфизма. Тальк-магнезитовый камень образовался в результате дальнейшей метаморфизации серпентинитов под влиянием гидротермальных растворов, причем метаморфизирующими агентами являлись в основном H_2O для серпентинитов и CO_2 для тальк-магнезитового камня. Гидротермы приносили только CO_2 , поэтому, по мнению Д. С. Коржинского (1955) и других исследователей, месторождение может быть отнесено к группе метаморфогенных.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков Г. Н. Тальковые месторождения Миасского тальконосного района, их генезис и закономерности размещения (Южный Урал). ИГЕМ АН СССР, автореферат диссертации, 1963.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», изд. 2. Госгеолтехиздат, 1955.

Меренков Б. Я. К вопросу о генетической классификации месторождений талькитов и талькового камня Урала. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ, вып. 61.)

Наделяев К. М. Оютские месторождения магнезита и талька. Тр. Восточно-Сиб. фил. АН СССР, 1958, вып. 13.

Романович И. Ф. Условия формирования месторождений талька и талькового камня. «Геология рудных месторождений», 1960, № 4.

Романович И. Ф. Условия образования тальковых месторождений Урала и Сибири. МГРИ, автореферат докторской диссертации, 1965.

Смолин П. П. Промышленно-генетические типы тальковых руд восточных районов СССР. В кн.: «Развитие производительных сил Восточной Сибири». Геология и минерально-сырьевая база. Нерудные ископ. Изд-во АН СССР, 1960.

Смолин П. П. Киргитейское месторождение маложелезистого талька в Красноярском крае. В кн.: «Тальк как минерал и полезное ископаемое». Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ, вып. 63.)

Смолин П. П. Закономерности размещения промышленных месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного безжелезистого талька. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

Смолин П. П. Вопросы развития тальковой сырьевой базы и тальковой промышленности в СССР. Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. ИГЕМ, вып. 95.)

Татаринцов П. М. Тальк и тальковый камень. В кн.: «Курс нерудных месторождений». Ч. 1. Горгеолиздат, 1934.

Уральский Б. П. Шабровское месторождение тальк-магнеситового камня. ГОНТИ, НКТП СССР, 1938. (Тр. ВИМС, вып. 129.)

Уральский Б. П., Борзюнов В. М. и Каплан А. А. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям талька и талькового камня. Госгеолтехиздат, 1963.

Черносвитов Ю. Л. Тальк и пирофиллит. Госгеолтехиздат, 1961. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 1, изд. 2.)

Bain G. W. Vermont talc and asbestos deposits. In Newshose W. H. ore deposits as related to structural features Princeton, New-Jersey, 1942.

Burfoot J. D. The origin of the talc and soapstone deposits in Virginia. Econ. Geol., 1930, vol. 25, No. 8.

Charrin V. Le talc ses utilisations céramiques, ses gisements français Ind. céram. 1953, No. 444.

E. M. M. Genese des talcs pyreneens. Echo des mines et de la metallurgie, 1954, No. 3475.

Fagnanü G. Il talco della Bagnada (Val Laterna) Atti Soc ital. Scinatur. 1959, 98, No 2—3.

Gillson I. L. Origin of the Vermont talc deposits with a discussion on the formation of talc in general. Econ. Geol., 1927, vol. 22, No. 3.

Kiyohara K. Talc deposits in northern part of Jamaya City, Kunamoto prefect. Bull. Geol. Surv. Japan, 1957, vol. 8, No. 7.

Sandomirisky P. The geology of the Henderson and Conley talc mines Madoc Ontario Can Min. J. 1954, 45, No. 10.

Vie G. Gites de talc des Pyrenees-orientales Echo min et metal, 1956, No. 3496.

Wright L. A. Genesis of California talc. Econ. Geol., 1953, vol. 48, No. 4.

Глава 9

МАГНЕЗИТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Магнезит как полезное ископаемое представляет собой почти мономинеральную породу, состоящую из минерала магнезита. Последний относится к тригональной сингонии и имеет химическую формулу $MgCO_3$. Теоретически магнезит состоит из 47,82% MgO и 52,18% CO_2 , но практически почти постоянно в нем содержатся разные количества примесей FeO , CaO , MnO , Al_2O_3 , SiO_2 . В природе магнезит встречается в кристаллическом и в «аморфном» (скрытоили криптокристаллическом) виде.

Кристаллический магнезит образует зернистые мраморовидные агрегаты, состоящие из несколько вытянутых кристаллов размерами от долей миллиметра до 1 см. Цвет кристаллического магнезита обычно белый или желтоватый, а от примесей углистого вещества светло- или черновато-серый до черного. По текстуре среди кристаллических магнезитовых пород выделяют полосчатые, радиально-лучистые и массивные.

«Аморфный» магнезит обычно имеет белый цвет и фарфоровидный облик, образует натечные гроздьевидные формы, обладает раковистым изломом. Примеси окрашивают магнезит в кремовые, желтоватые, бурые или серые тона.

При нагревании, в температурном интервале 600—700° С, магнезит теряет большую часть (92—94%) уголекислоты и превращается в порошокобразную массу, называемую каустическим магнезитом. Промышленное применение каустического магнезита основано на гидравлических вяжущих свойствах окиси магния. При повышении температуры обжига до 1500—1800° С в намертво обожженном магнезите уголекислота удаляется полностью и окись магния кристаллизуется в виде периклаза, плавящегося только при температуре около 2800° С и инертного по отношению к уголекислоте и воде. Примеси, содержащиеся в природном магнезите, образуют с окисью магния в процессе обжига при высоких температурах новые минеральные соединения — форстерит, шпинели, монтичеллит и др. Магнезиальные огнеупоры высшего качества должны содержать максимальное количество периклаза и минимальное — других минеральных образований. Так, в намертво обожженном магнезите Саткинского, Тальского и Ташичао месторождений количества периклаза колеблются от 96,61 до 97,5%, в магнезитах австрийских и чехословацких месторождений — от 80 до 86%.

В природе иногда совместно с магнезитом встречается минерал гидромагнезит — $Mg_5[CO_3]_4[OH]_2 \cdot 4H_2O$. Это порошокобразный агрегат, при обжиге дающий такие же продукты, как и магнезит, и используемый наравне с последним.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ, ТРЕБОВАНИЯ К СЫРЬЮ, ДОБЫЧА

Намертво обожженный магнезит получают в СССР исключительно из кристаллического и применяют для производства металлургического магнезитового порошка. Последний употребляется для наварки пода и стенок мартеновских печей и для изготовления магнезитовых, хромито-магнезитовых и форстеритовых огнеупорных кирпичей для сталелитейного, серноокислотного и портланд-цементного производств. Наиболее вредной примесью в сырье для металлургического порошка является известь, так как при большом содержании ее в обожженном магнезите она остается несвязанной и понижает прочность огнеупорного кирпича. Примесь кремнезема снижает огнеупорность и шлакоустойчивость изделий. Сырой магнезит,

пригодный для производства металлургического порошка, должен содержать не менее 43% MgO, не более 2,5% CaO и не более 2% SiO₂.

Каустический магнезит получают из кристаллического и аморфного магнезита. Порошок каустического магнезита с концентрированным раствором хлористого или сернокислого магния образует магнезиальный цемент или цемент Сореля. Этот цемент обладает высокими вяжущими и пластическими свойствами и способен связывать различные органические материалы. Применяют магнезиальный цемент в производстве строительных, отделочных и термоизоляционных материалов, искусственных жерновов и абразивных кругов, а также в виде растворов и бетона с органическими (опилки, древесная стружка) и минеральными (песок, гравий и т. п.) наполнителями. Содержание кальцита в сыром магнезите для производства магнезиального цемента допускается до 4,5%, содержание кремнезема — до 20%; нежелательным является присутствие окислов железа, отрицательно влияющих на окраску цемента.

В небольших количествах магнезит используется для получения металлического магния, для производства сернокислых и других соединений магния в химической промышленности, для получения различных лечебных препаратов в фармацевтической промышленности. Магнезит применяется также для разных целей в резиновой, бумажной, сахарной и керамической отраслях промышленности.

В СССР добыча магнезита сосредоточена на месторождениях Саткинского района на Урале (табл. 13).

Таблица 13
Мировая добыча магнезита (без СССР) за 1965 г.

Страна	Добыча, тыс. т	Страна	Добыча, тыс. т
Австрия	1800	Индия	245
США	475	Австралия	25
Чехословакия	550	Южная Америка	95
Греция	350	Африка	130
Югославия	520	Прочие страны	680
Китай	990		
Северная Корея	890	Всего	6750

Цены на металлургический магнезитовый порошок и магнезитовые изделия по прейскуранту 1955 г. колеблются в следующих пределах (в рублях за 1 т):

Порошки магнезитовые	9,6—16,0
Магнезитовые огнеупорные изделия	28,5—41,6
Хромо-магнезитовые огнеупорные изделия	21,4—35,0
Магнезит-хромитовые огнеупорные изделия	22,7—54,3

Аналогично хризотил-асбесту и тальку месторождения магнезита генетически и пространственно связаны всегда с горными породами, богатыми окисью магния, т. е. либо с доломитами и доломитизированными известняками, либо с гипербазитами (главным образом, с серпентинитами).

1. Гидротермальные метасоматические месторождения средних температур и умеренных глубин, сложенные кристаллическим магнезитом, возникают в магнезиально-карбонатных породах. Образование этих месторождений, по мнению большинства изучавших их геологов, происходило путем метасоматического замещения доломитов или известняков магнезиальными растворами, имевшими своим источником магму кислого или основного состава, причем магнезия извлекалась растворами из подстилающих доломитов (А. Н. Заварицкий, П. П. Смолин, А. И. Сидоренков, К. Редлих, Г. В. Бэйн и др.). Такое происхождение магнезита подтверждается типичными метасоматическими структурами возникших руд (полосчатые, звездчатые, радиально-лучистые, пинолитовые), постепенным увеличением содержания магнезии в известняках (с образованием доломитов) при переходе от вмещающих известняков к магнезитовой залежи, метасоматическим замещением доломитом и магнезитом известковистой фауны, генетической связью некоторых крупных месторождений магнезита этого типа с месторождениями сидерита тоже гидротермального происхождения (Сатка — Бакал, Вейтш — Эрцберг).

Парагенетические минералы этих месторождений: доломит, кальцит, арагонит, анкерит, барит, тальк, хлорит (румпфит), кварц, пирит, халькопирит, гетит, мышьяковые блеклые руды, графит, серпентин и другие — в большинстве характерны для гидротермальных месторождений.

По мнению некоторых геологов (Д. В. Наливкин, А. Е. Малахов, Х. Нишихара, И. П. Дестомб и др.), месторождения кристаллического магнезита представляют собой осадочные образования, возникшие в результате химического осаждения магнезита в бассейнах лагунного типа в условиях жаркого и сухого климата. Впоследствии при региональном метаморфизме магнезит подвергся процессам перекристаллизации, приведшим к образованию минералов, парагенетических магнезиту. Вероятно, более обоснованно гидротермальное происхождение месторождений кристаллического магнезита.

Залежи кристаллического магнезита имеют форму пластов, линз и гнезд и располагаются согласно с вмещающими породами, причем внутри магнезитовых тел нередко сохраняются уцелевшие от замещения прослои и блоки доломитов. Залежи обычно большие: длина их по простиранию 1—2 км, мощность 400—500 м и более. Примером месторождений этого типа является Саткинская группа месторождений на западном склоне Южного Урала.

2. Инфильтрационные месторождения аморфного магнезита связаны с массивами серпентинизированных гипербазитов. Они возникают при химическом выветривании серпентинитов под действием углекислых поверхностных вод, причем магнезия переходит в раствор и уносится водами в нижние горизонты коры выветривания, в зону грунтовых вод, где и отлагается по трещинам в слабо разрушенных серпентинитах в виде аморфного магнезита.

Скопления магнезита имеют форму небольших гнезд, линз и пересекающихся под разными углами жил мощностью 0,2—0,3 м (реже до 1—2 м), в совокупности образующих штокверки. Такие штокверки имеют широкое площадное распространение и незначительное развитие на глубину. Мощность зоны, в которой концентрируется магнезит, не превышает 30—40 м. Вместе с магнезией из зоны окисления выносятся также некоторое количество растворенного кремнезема, отлагающегося в виде опала (т. е. геля кремнезема) частью вместе с магнезитом, частью же в более высоком горизонте среди пористых выщелоченных серпентинитов. Парагенезис с коллоидной разновидностью кремнезема составляет характерную черту месторождений инфильтрационного магнезита.

Наиболее обычными парагенетическими минералами в месторождениях аморфного магнезита являются всевозможные разновидности серпентина и кремнекислоты в виде опала, халцедона и кварца; реже встречаются хромит, магнетит, хлорит, тальк, тремолит, арагонит и силикаты никеля.

Типичным представителем инфильтрационных месторождений магнезита является Халиловское месторождение на Южном Урале.

Некоторые исследователи (Г. В. Бэйн, П. М. Татарinov и др.), обращая внимание на возникновение прожилков магнезита и других карбонатов в процессе гидротермальной серпентинизации массивов гипербазитов и одновременно с ним, склонны приписывать гидротермальное происхождение и некоторым залежам аморфного магнезита в серпентинитах. Залежи последнего в крупнейших в мире Эвбейских месторождениях протягиваются на глубину 150—200 м от поверхности, не обнаруживая признаков выклинивания. Отмечается парагенезис магнезита с тремолитом, хлоритом, тальком, т. е. гидротермальными минералами.

Однако детальное изучение коры выветривания на массивах гипербазитов, выполненное в СССР в последние годы, побуждает рассматривать все залежи аморфного магнезита в серпентинитах в качестве инфильтрационных месторождений коры выветривания.

3. Осадочные месторождения магнезита и гидромагнезита имеют очень небольшое практическое значение. Они представляют собой, вероятно, отложения озерных бассейнов. К этому типу месторождений относятся залежи гидромагнезита в Атлин (Британская Колумбия), залежи Пидлс в Калифорнии и немногие другие,

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения кристаллического магнезита в СССР сосредоточены в восточных районах страны и приурочены к докембрийским метаморфическим толщам магнезиальных карбонатных пород. Крупнейшими из них являются месторождения Южного Урала — Саткинская группа, Белорецкие и Катав-Ивановские, из которых Саткинские месторождения интенсивно эксплуатируются. В Восточной Сибири расположены крупные месторождения Удерецкого района с вовлекаемым в эксплуатацию Тальским месторождением, савинское, а также Онотские месторождения талька и магнезита. Несколько месторождений кристаллического магнезита разведано на Дальнем Востоке (месторождения Малого Хингана в Биробиджане).

Месторождения аморфного магнезита в СССР многочисленны, но вследствие ограниченных размеров имеют небольшое промышленное значение. Кроме единственного эксплуатировавшегося Халиловского месторождения инфильтрационного происхождения, на восточном склоне Урала расположены Ширмаевское, Калканское, Усть-Сысертское и другие месторождения аморфного магнезита. Несколько месторождений аморфного магнезита известны в ультраосновных массивах Казахстана (Северное Прибалхашье и Экибастузский район) и Закавказья (Севанская группа).

За границей крупнейшие в мире месторождения кристаллического магнезита докембрийского возраста известны в Китае и на севере Кореи. Крупные месторождения кристаллического магнезита издавна эксплуатируются в пределах магнезитоносной провинции Восточных Альп — в Австрии (месторождение Вейтш и др.) и Чехословакии (месторождения Словакии). Месторождения эти карбонового возраста.

К доломитам карбона приурочены открытые в 1955 г. месторождения в Западных Пиренеях, на границе Франции с Испанией (месторождения Иррель и Сент-Мишель).

Менее крупные месторождения докембрийского возраста эксплуатируются в Канаде (Гренвиль), в США (в штатах Вашингтон и Невада), в Норвегии. Наиболее крупные месторождения аморфного магнезита находятся в Греции (Эвбейское и др.), Индии (Салем), США (Калифорния), Югославии.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Саткинские месторождения. Саткинская группа месторождений кристаллического магнезита гидротермального происхождения состоит из 14 месторождений, залегающих в толще карбонатных пород, представленных преимущественно темно-серыми (до черных) мраморовидными, частью брекчированными доломитами и в самой верхней части доломитизированными известняками, переходящими в чистые известняки. Доломиты содержат также прослой мергелистых доломитов и мергелистых сланцев. Толща эта имеет мощность от 300 до 500 м и принадлежит к верхам саткинской свиты протерозоя.

Вместе с подстилающими и покрывающими отложениями протерозоя породы саткинской свиты собраны в широкие складки северо-восточного простирания, осложненные мелкой складчатостью и разрывными нарушениями типа надвигов. В районе месторождений проходит широкая синклиналь, в северо-западном крыле которой в сравнительно узкой полосе располагаются девять месторождений. Эта полоса выделяется в качестве главной магнезитоносной полосы района.

Вся толща пород саткинской свиты, включая и магнезитовые залежи, прорезана многочисленными пластовыми и секущими дайками диабазов. Дайки являются дериватами Бердяшской гранитной интрузии. Шток пород этой интрузии, имеющий сложный состав, прорывает осадочные образования протерозоя в 5—8 км к северу от места залегания магнезитовых тел.

Магнезитовые залежи имеют пластообразную форму и залегают согласно с доломитами. Простирание залежей северо-восточное, падение юго-восточное, углы падения изменяются от 15 до 45°, реже более крутые. По простиранию залежи прослеживаются от нескольких сотен метров до 1,5—2 км, по падению 250—300 м. Контакты магнезитовых тел с доломитами всегда резкие, прямолинейные или слабо извилистые, но наблюдаются также и бухтообразные проникновения магнезита в доломит. Прослой и неправильные участки доломита часто обнаруживаются внутри залежей.

Самой крупной залежью района является залежь горы Карагай (рис. 39 и 40). Она представляет собой пластообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении, которое падает согласно с вмещающими доломитами на юго-восток под углом 20—30°. Незамещенные прослой доломитов мощностью до 2 м (в отдельных случаях до 13 м) местами сохраняются также внутри залежи. Доломиты и магнезиты пересечены дайками диабазов мощностью до 10 м.

Магнезиты Саткинских месторождений представляют собой кристаллические мелко-, средне- и крупнозернистые породы белого, серого или голубовато-серого (в выветрелом состоянии желтоватого) цвета, обладающие грубо- и тонкополосчатыми, радиально-лучистыми и звездчатыми текстурами. Сопутствующими магнезиту минералами являются вторичный белый доломит, кальцит, арагонит, кварц, опал, пирит, углистое и углисто-глинистое вещество.

Углисто-глинистое вещество в результате детального изучения оказалось состоящим главным образом из агрегата хлорита типа пеннин-клинохлора, пигментированного тонкодисперсным графитом, с незначительной примесью кварца, серицита, гидромусковита, талька, пирита, граната, минералов группы амфибола (Сидоренков, 1966).

В контактах с дайками диабаза в магнезитах и доломитах развиты тальк, серпентин, хлорит, магнетит, брусит и гидромагнезит, наблюдается повышенная концентрация пирита, а также встречаются другие сульфиды (сфалерит, галенит). По химическому составу саткинские магнезиты относятся к очень чистым. От других

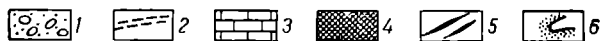
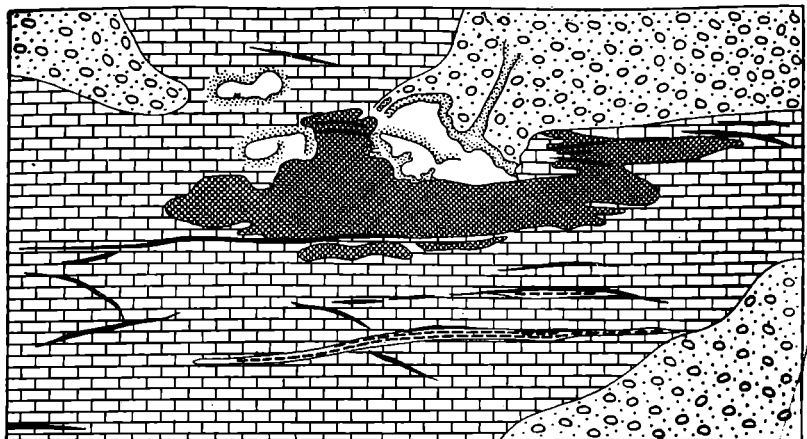


Рис. 39. Геологическая карта Саткинского месторождения магнезита «гора Карагай». По М. И. Гарань

1 — напосы; 2 — мергелистый доломит; 3 — доломит; 4 — магнезит;
5 — диабаз; 6 — отвалы

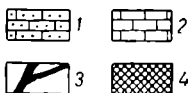
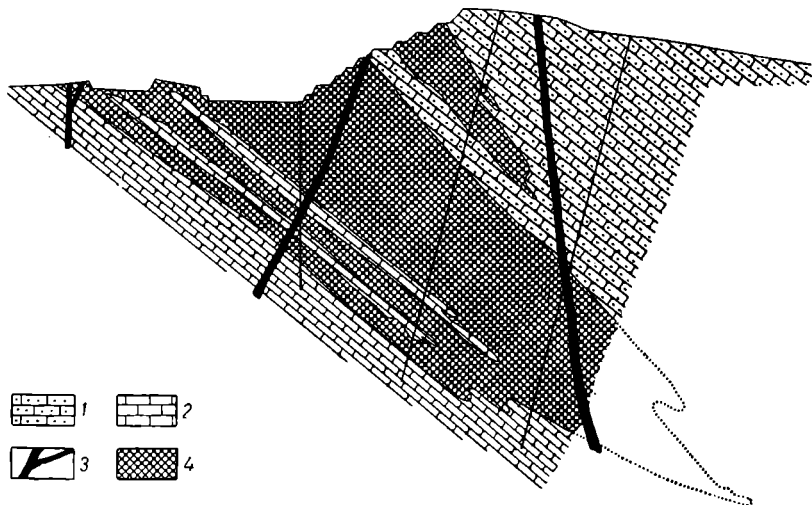


Рис. 40. Геологический разрез Карагайского месторождения магнезита

1 — серый и темно-серый доломит; 2 — черный доломит с прослоями сланцеватого мергелистого доломита; 3 — диабаз; 4 — магнезит

месторождений кристаллического магнезита они особенно резко отличаются низким содержанием окислов железа.

Саткинские месторождения магнезита возникли, по А. Н. Заварицкому, в результате метасоматического замещения доломитов карбонатом магния. Замещение вызвано действием гидротермальных растворов, источником которых была Бердяшская интрузия. Источником магнезии для образования магнезита являлись сами доломиты.

Магнезитовые залежи Саткинской группы обладают крупными запасами высококачественного сырья и эксплуатируются открытыми работами.

ЛИТЕРАТУРА

Гарань М. И. Саткинское месторождение магнезита. ОНТИ, 1937. (XVII Междунар. геол. конгресс. Уральская экскурсия. Южный маршрут.)

Заварицкий А. Н. Результаты исследования магнезитовых месторождений в Саткинском районе в 1918 г. «Горное дело», 1920, № 2—3.

Корин И. З. Халиловское месторождение никеля и условия его образования. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1939, № 6.

Лавровиц Н. С. и Терсков Д. Я. Халпловское месторождение магнезита на Урале. «Минеральное сырье», 1931, № 5—6.

Музылев С. А. Магнезитовые месторождения Хингана, Маньчжурии и Кореи. «Сов. геология», 1938, т. 8, № 6.

Наделяев К. М. и Сушкевич Б. И. Состояние базы магнезита и перспективы ее расширения в Иркутской области. Восточно-Сиб. фил. АН СССР, Иркутск, 1958.

Рыбников В. А. и Вейхер А. А. Магнезит. Госгеолтехиздат, 1961. (Требование промышленности к качеству минерального сырья, вып. 40.)

Сидоренков А. И. Литология саткинской свиты на Южном Урале. Уральск. фил. АН СССР, Ин-т геологии, автореферат. Свердловск, 1966.

Татаринов П. М. Магнезит. В кн.: «Курс нерудных месторождений», т. 1. Горгеолнефтеиздат, 1934.

Bain G. W. Types of magnesite deposits and their origin. Econ. Geol., 1924, vol. 9, No. 5.

Destombes I. P. Magnesites (giobertites) des Pyrénées occidentales. Bull. Soc. Geol. France, 1956, vol. 6, No. 4—5.

Kinosaki I. Magnesite deposits in the vicinity of Taik Nayado. Tansengun, S. Kankyo-Do, Bull. on the Miner. Surv. of Chosen, vol. 7, No. 1, 1932.

Nishihara Hironao. Origin of the bedded magnesite deposits of Manchuria. Econ. Geol., 1956, vol. 51, No. 7.

Petraschek. Die Magnesite und Siderite der Alpen. Wien, 1932.

Redlich K. und Grosspietch K. Die genesis der Kryst. Magnesite und Siderite. Zeitschrift für pract. Geol., 1913.

Sagui C. L. The magnesite deposits of Euboea, Greece. Econ. Geol., 1929, vol. 24, No. 6.

Глава 10

ПЬЕЗОКВАРЦ И ОПТИЧЕСКИЙ КВАРЦ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Кварц (SiO_2) является одним из наиболее распространенных в земной коре минералов. Однако прозрачные кристаллы кварца встречаются редко. Известны четыре модификации кварца, каждая из которых устойчива в определенном температурном интервале:

β -кварц до 573°C ; α -кварц до $573\text{--}870^{\circ}\text{C}$; α -тридимит до $870\text{--}1470^{\circ}\text{C}$; α -кристобалит до $1470\text{--}1710^{\circ}\text{C}$. Промышленное значение имеют кристаллы кварца низкотемпературной модификации — β -кварца.

Известно несколько разновидностей кварца по цвету: горный хрусталь — прозрачный, бесцветный; раухтопаз — дымчатый; морион — черный; цитрин — золотисто-желтый; аметист — фиолетовый. При нагревании до определенной температуры (примерно до 350°C) окраска кварца может быть ослаблена до полного обесцвечивания.

Кристаллы β -кварца относятся к тригональной сингонии. Различают правые и левые формы кристаллов кварца. Эти формы обусловлены отсутствием плоскостей и центра симметрии, вследствие чего у кристаллов проявляются пьезоэлектрические свойства. Правая и левая формы кристаллов кварца представляют собой зеркальные отражения одна другой (энантиоморфизм). Двойники кристаллов кварца встречаются весьма часто. Наиболее распространены кристаллы с бразильскими или дофинеysкими двойниками или сочетанием тех и других. Кварц пропускает ультрафиолетовые и инфракрасные лучи, что делает его пригодным для изготовления «окошек» в оптических приборах. При прохождении через пластинку или кристалл кварца по направлению оптической оси линейно поляризованного луча плоскость поляризации поворачивается на определенный угол. Правый кристалл вращает плоскость поляризации вправо, левый — влево.

Сущность пьезоэлектрических свойств кварца заключается в том, что при механическом воздействии на его кристалл — сжатии или растяжении в направлении двойной оси — в том же направлении возникает электрический заряд с противоположными знаками на концах кристалла.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ, ТРЕБОВАНИЯ К СЫРЬЮ, ДОБЫЧА

Главное применение кварцевые препараты находят в радиотехнике, в ультразвуковой технике и в оптике. Основная идея применения кварца в радиотехнике и в ультразвуковой технике заключается в следующем. Если к пластинке кварца, вырезанной из кристалла определенным образом, приложить переменное напряжение, то сама пластинка приходит в состояние упругого колебания. Такая пластинка обладает собственной частотой механических колебаний, поэтому ее упругие колебания достигнут максимальной интенсивности, когда обе частоты будут совпадать. Это явление резонанса между механическими колебаниями пластинки и колебаниями переменного тока лежит в основе практического применения кварца в радиотехнике и технической акустике. Высокое постоянство частоты механических колебаний и острота кривой резонанса создают весьма благоприятные условия для применения кварца в качестве стабилизатора частоты. Эти свойства пьезокварцевых пластинок

явились причиной того, что горный хрусталь получил чрезвычайно большое практическое применение.

В радиотехнике пьезокварц применяется для производства кварцевых резонаторов (стабилизаторов) и фильтров, с помощью которых производят разделение токов различных частот. В ультразвуковой технике пьезокварц применяется для изготовления приборов: подводной сигнализации — эхолотов (измерение глубин моря, обнаружение айсбергов, подводных лодок, косяков рыб, затонувших кораблей и т. д.); измерения давления пороховых газов; обнаружения пороков в металлах.

В оптике пьезокварц применяется для изготовления линз, концентрирующих ультрафиолетовые лучи; приспособлений, определяющих направление вращения плоскости поляризации; призм для спектрографов; клиньев для компенсаторов (измерение разности хода лучей); окошек для ультрафиолетовых лучей и т. д. Кроме того, горный хрусталь и цветные кристаллы кварца применяются в гранильно-ювелирном деле.

Каждая из перечисленных отраслей промышленности предъявляет к кварцу свои технические требования. В соответствии с этим можно выделить следующие виды кварца: 1) пьезокварц, 2) оптический кварц, 3) кварц для плавки и 4) кварц для огранки.

Основную промышленную ценность представляют пьезокварц и оптический кварц. Кварц для плавки, употребляемый с целью получения высококачественного технического стекла, так же как и кварц для огранки, обычно получают попутно при добыче пьезооптического кварца. Для пьезоизделий могут быть пригодны бесцветные, дымчатые и черные кристаллы, а также гальки, куски и обломки кварца, если они имеют бездефектную область, в которой отсутствуют видимые включения других минералов и инородных тел, пузырьки газа и жидкости, трещиноватость, мелкие двойники и свили.

Качество кристаллов пьезокварца определяется процентным отношением моноблока (моноблок — бездефектная область кристалла) к общему весу или объему кристалла кварца. Так, например, кристалл весом в 1 кг с бездефектной областью в 250 г дает выход в моноблоках 25%. Следовательно, чем больше моноблок, тем выше считается качество кристалла кварца.

В соответствии с техническими условиями (табл. 14) пьезокварц разделяется на пять сортов в зависимости от веса кристаллов и процента выхода монообласти.

Из приведенных технических условий следует, что основным показателем высокого качества кристалла пьезокварца является величина монообласти. Чем крупнее монообласть, тем большее количество пьезокварцевых пластинок различных ориентировок и размеров может быть из нее вырезано. В настоящее время известно более тридцати разнообразных срезов для пластинок, располагающихся под различными углами к кристаллографическим осям кристалла. Наиболее крупные пластинки имеют размеры до 120—

Технические требования к пьезокварцу

Сорт	Выход монообласти, %	Вес п сырье, г	Вес монообласти, г
Экстра	От 30 и выше	От 1000 и выше	От 1000 и выше
Первый	От 15 и выше	От 300 и выше	—
Второй	От 10 и выше	От 100 и выше	—
Третий	От 5 и выше	От 100 и выше	—
Четвертый	От 10 и выше	От 30 до 100 (при палиции естественных граней) От 60 до 100 (без естественных граней)	—

Примечания. 1. Минимальный размер монообласти должен обеспечить изготовление хотя бы одной заготовки пьезокварцевой пластинки размером $12 \times 12 \times 1,5$ мм.

2. Галка и обломки кристаллов без естественных граней должны иметь минимальные размеры в поперечнике не менее 25 мм.

140 мм в длину и, естественно, могут быть изготовлены только из кристаллов большого размера с высоким процентом выхода моноблоков. Технические условия на пьезокварц не содержат требований по характеристике пьезоэлектрических свойств кристаллов, так как все кристаллы кварца, имеющие бездефектные монокристалльные области, обладают этими свойствами в достаточной мере. Определение качества кристаллов пьезокварца в обычных условиях производится визуально, путем простого осмотра без сложных лабораторных исследований.

Технические условия на оптический кварц распространяются на кристаллы кварца, предназначенные для изготовления оптических деталей спектральных и измерительных приборов, и содержат следующие положения: 1) к оптическому кварцу относятся кристаллы бесцветного горного хрусталя, прозрачные для лучей ультрафиолетовой области спектра с длиной волны в пределах до 2000 Å ; 2) оптический кварц должен обладать однородностью по показателю преломления, отсутствием оптических дефектов, вызывающих ухудшение качества изображения и разрешающей способности оптических приборов; 3) к основным дефектам кристаллов оптического кварца относятся бразильские двойники, свили, интенсивная окраска, трещины и различного рода включения; 4) кристаллы оптического кварца должны обладать выходом бездефектной области (монообласти) от 40 % и выше; 5) бездефектные области кристаллов должны обеспечивать изготовление одной из заготовок размером $80 \times 70 \times 60$ мм, $70 \times 60 \times 50$ мм, $45 \times 35 \times 30$ мм при условии, что большая поверхность заготовки располагается перпендикулярно главной оптической оси кристалла.

При перспективной оценке месторождений, по данным А. С. Гудкова (1963), следует иметь в виду, что для коренных хрусталеносных тел, имеющих промышленное значение, характерны содержания

пъезокварца в моноблоках от 10 до 500—600 г в 1 м³ жильной массы; в особенно богатых хрусталеносных телах они могут достигать 1,5—2 кг. Общие запасы пьезооптического кварца самых крупных известных месторождений мира, представляющих совокупность многих хрусталеносных тел, редко превышают 100—150 т моноблоков, а максимальные запасы крупнейших хрусталеносных жильных зон или жил не превышают 4—8 тыс. кг. Особо крупные хрусталеносные пегматитовые тела могут содержать до 1,5—2 тыс. кг моноблоков, в среднем же редко более 200 кг. В связи с этим отдельные хрусталеносные объекты, содержащие запасы пьезооптического кварца от 50 кг моноблоков и выше, в большинстве случаев являются промышленными, а при запасах более 500 кг относятся к категории крупных месторождений.

Учитывая сравнительно легкие условия разработки хрусталеносных россыпей по сравнению с коренными месторождениями, минимальные содержания в них должны быть не менее 1—1,5 г моноблоков в 1 м³ горной массы, однако эта цифра подвержена значительным колебаниям. Богатые хрусталеносные россыпи могут содержать до 800—1000 г моноблоков в 1 м³ продуктивной породы.

Пъезокварц и оптический кварц представляют собой важнейшее стратегическое сырье, а поэтому в опубликованной литературе нет никаких сведений об их мировых запасах и добыче. Однако цены на пьезокварц и особенно на оптический кварц очень высокие и на международном рынке колеблются в пределах от нескольких сотен до 1000 долларов за 1 кг моноблока.

В связи с тем, что потребность в пьезокварце возрастает с каждым годом, во многих странах уже давно ведутся научные работы по получению искусственных кристаллов прозрачного горного хрусталя. В Советском Союзе эту сложную проблему удалось разрешить Всесоюзному научно-исследовательскому институту синтеза минерального сырья (ВНИИСИМСу) Министерства геологии СССР, который не только разработал технологию и аппаратуру для получения кондиционных кристаллов пьезокварца, но и успешно внедрил ее в промышленность.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди промышленных месторождений пьезооптического кварца можно выделить следующие генетические типы:

1. Пегматитовые месторождения.
2. Гидротермальные месторождения:
 - 1) хрусталеносные кварцевые жилы;
 - 1) хрусталеносные минерализованные трещины.
3. Россыпные месторождения:
 - 1) хрусталеносные россыпи, связанные с процессами химического выветривания;
 - 2) хрусталеносные россыпи, связанные с процессами физического выветривания.

1. Пегматиты с полостями (заворышами), содержащими кристаллы дымчатого кварца или мориона, встречаются во многих районах Советского Союза и за рубежом, но часто месторождения этого генетического типа оказываются непромышленными вследствие низкого качества кристаллов кварца. Известны, однако, и крупные пегматитовые месторождения, не уступающие хрусталеносным кварцевым жилам как по качеству, так и по количеству пьезокварцевого сырья.

Пегматитовые месторождения в большинстве случаев находятся в тесной пространственной связи с гранитными интрузивами, располагаясь в зоне их внутреннего (реже внешнего) контакта.

Пегматитовые тела с пьезооптическими минералами (кристаллами кварца и флюорита) отличаются наличием хорошо развитого кварцевого ядра, занимающего иногда значительную часть объема тела. В отдельных случаях наблюдаются переходы от полнокристаллических пегматитов к кварц-полевошпатовым и существенно кварцевым жилам. Помимо массивного кварца, в пегматитовых телах от центра к периферии выделяются зоны полевошпатовая (микроклина), полевошпат-кварцевая (пегматоидная), а также графического пегматита и иногда мелкозернистого гранита — аплита (рис. 41).

Степень расслоения пегматита и выдержанность отдельных зон, особенно пегматоидной и графической, может быть различной, однако наиболее дифференцированные тела обычно оказываются самыми продуктивными.

Размеры хрусталеносных пегматитов различны: от небольших шпиров (2—3 м по наибольшему измерению) до крупных тел — 50—80 м в поперечнике.

Скопления пьезооптических минералов приурочены к полостям в теле пегматита, представляющим собой наиболее позднюю текстурную зону свободного роста кристаллов. Полости содержат хорошо образованные кристаллы кварца, флюорита, топаза и сопутствующих им минералов и заполнены слюдисто-глинистыми образованиями. Размеры полостей варьируют в широких пределах: наряду с мелкими заворышами объемом в десятки и сотые доли кубического метра встречаются крупные погребы или камеры, имеющие длину 10—20 м и объем более 50 м³.

Небольшие пегматитовые тела обычно заключают одну хрусталеносную полость. В крупных телах нередко наблюдается несколько полостей, из которых одна или две, отличающиеся наибольшими размерами, располагаются обычно вблизи центральной части пегматита в полевошпатовой или пегматоидной зоне (обычно непосредственно под кварцевым ядром).

Главными минералами хрусталеносных пегматитов являются микроклин и минералы группы кварца, в значительно меньшей степени распространены альбит, олигоклаз и биотит. Из других минералов, определяющих геохимическую характеристику пегматитов, необходимо отметить топаз, берилл, ортит, литиевые слюды и флюорит. Большинство этих минералов кристаллизуется в полостях

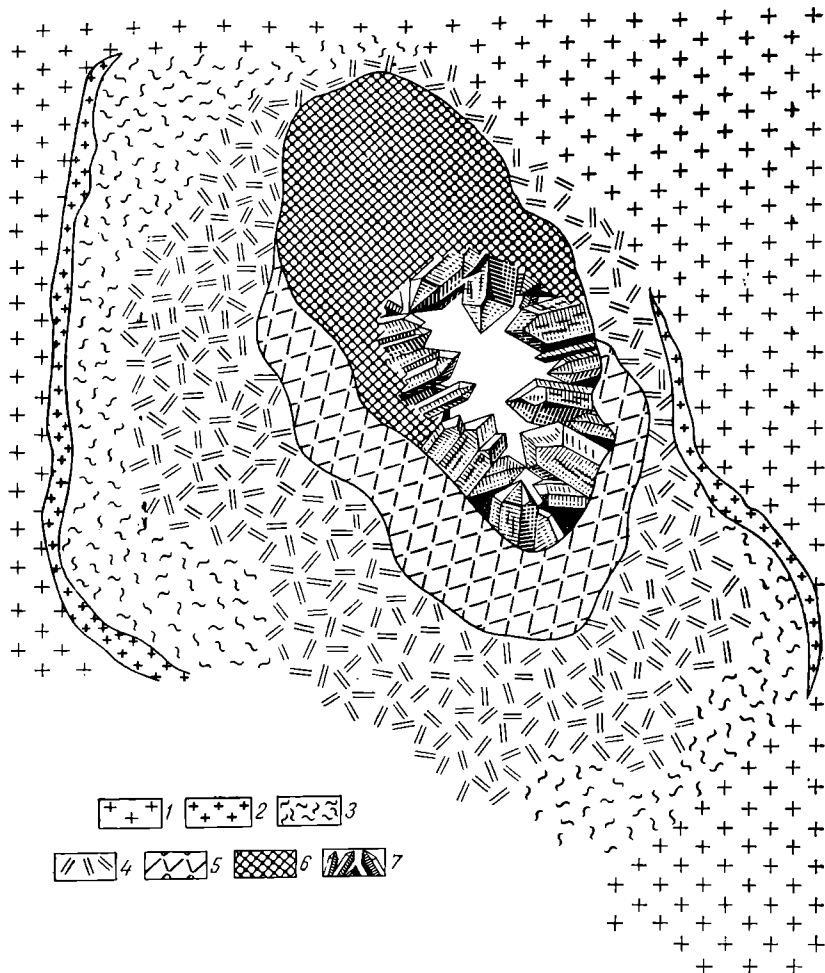


Рис. 41. Морионосный пегматит (разреза). Украина. По Е. Я. Киевленко

1 — гранит; 2 — аплитовая оторочка; 3 — графический пегматит; 4 — пегматоидная зона; 5 — микроклин; 6 — кварцевое ядро; 7 — полость с кристаллами мориона

вместе с горным хрусталем и морионом, при этом минеральная ассоциация включает морион — топаз — берилл — лепидолит либо морион — топаз. Необходимо отметить, что в первом случае хрусталеносные пегматиты могут служить важным источником добычи драгоценных камней — крупных прозрачных кристаллов топаза и аквамарина.

Хрусталеносные пегматиты бедны мусковитом, не содержат промышленных концентраций редких металлов и с этой точки зрения могут быть противопоставлены слюдоносным и редкометальным

пегматитам. Их основная геохимическая особенность заключается в наличии F, другими характерными элементами являются Si, Al, K, Na, Be, Li и второстепенную роль играют Nb, Ta, Sn, Mo, Ti.

Пьезокварц в пегматитах обычно представлен морионом или сложными зональными кристаллами с ядром, сложенным светлым «сотовым» кварцем, переполненным газово-жидкими включениями. Вес отдельных кристаллов иногда достигает нескольких десятков тонн, а кондиционные кристаллы мориона могут весить до 500—1000 кг. Наиболее распространенными дефектами кристаллов кварца являются дофинеиские двойники и мозаичное строение (спилеватость).

По вопросу о генезисе хрусталеносных пегматитов существует несколько различных точек зрения.

По мнению Н. П. Ермакова (1957), хрусталеносные камерные пегматиты сингенетично формируются в спокойной тектонической обстановке в коре гранитных плутонов, непосредственно на месте обогащения материнского расплава летучими компонентами. При постепенном снижении температуры и давления, в условиях относительно замкнутой системы в центральной части пегматита, после кристаллизации первичных текстурных зон и кварцевого ядра закономерно возникает камера — природный резервуар — кристаллизатор, заполненный остаточным раствором и действующий по принципу автоклава с температурным перепадом. Допускается также проникновение в камеру надкритических и гидротермальных растворов по волосным трещинам и порам в граните из более глубокого магматического очага, хотя автометасоматоз и растворение пирогенного кварца вокруг камеры могут обеспечивать определенную концентрацию кремнезема в таком природном «автоклаве».

По другим представлениям (Захарченко и др., 1958), пегматиты с кристаллами кварца образуются в основном в результате вторичной перекристаллизации вмещающих гранитов и сегрегации слагающих их минеральных компонентов с последующим интенсивным метасоматозом. При этом предполагается, что кристаллизация мориона, горного хрусталя и флюорита происходит в результате наложенного извне гидротермального процесса и может осуществляться не только в свободных полостях, но и в твердой среде метасоматическим путем.

По мнению Е. Я. Киевленко (1963 г.), имеющиеся в настоящее время материалы свидетельствуют о сложности и многостадийности процессов минералообразования в пегматитовых телах, приводивших в заключительный гидротермальный этап к образованию крупных кристаллов пьезокварца. Формирование пегматитов с пьезооптическими минералами происходило в области умеренных глубин при условии спокойного тектонического режима и благоприятной геохимической специализации интрузивных тел.

2. Г и д р о т е р м а л ь н ы е м е с т о р о ж д е н и я включают в себя главные месторождения пьезооптического кварца, которые образуются в результате циркуляции гидротермальных

растворов в верхних структурных этажах земной коры по системам тектонических трещин, а также по зонам интенсивного дробления и расщепления горных пород.

Гидротермальные месторождения пьезооптического кварца очень специфичны и во многом отличаются от золотоносных, полиметаллических и других рудных жильных месторождений. Важная особенность их образования заключается в тесном взаимодействии гидротермальных растворов с боковыми породами, из которых извлекался целый ряд компонентов, слагающих хрустальные гнезда и минерализованные трещины. В основном по этой причине большинство хрустальных гнезд и минерализованных трещин тяготеет к кварцевым жилам и горным породам, богатым кремнеземом (кварцитами, кварц-слюдистым сланцам, гранитоидам и др.).

Необходимо также отметить, что почти все промышленные месторождения пьезооптического кварца практически безрудны и пространственно разобщены с рудоносными жилами. Исключения из этого правила немногочисленны и представлены мелкими объектами небольшой ценности. Условия образования гидротермальных рудных жил, по-видимому, мало благоприятны для возникновения крупных скоплений горного хрусталя. Существует мнение (Лазько, 1958), что промышленная хрусталеносность и рудоносность кварцевых жил представляют взаимно исключающие друг друга проявления минерализации.

Среди большой группы гидротермальных месторождений пьезооптического кварца особого внимания заслуживают хрусталеносные кварцевые жилы и минерализованные трещины.

Хрусталеносные кварцевые жилы обычно пространственно связаны с массивами гранитоидов и располагаются в зоне их эндо- и экзо-контакта с вмещающими породами. Как правило, хрусталеносные кварцевые жилы группируются в отдельные жильные поля и жильные зоны, положение которых контролируется разрывными тектоническими нарушениями различного порядка.

Важной чертой хрусталеносных кварцевых жил является их приуроченность преимущественно к горным породам, богатым свободным кремнеземом: кварцитам, кристаллическим (кварцевым) сланцам, песчаникам, гранитам и др. Значительно реже они залегают в мраморах, диабазах, скарнах и других породах, бедных кремнеземом, причем в этих случаях хрустальные гнезда наложены на кварцевые жилы.

Форма хрусталеносных кварцевых жил весьма разнообразна и зависит главным образом от типа и происхождения вмещающих жилы трещин. Наряду с кварцевыми жилами простой плито- или линзообразной формы нередко встречаются сложные ветвящиеся жилы, а также тонкие пересекающиеся кварцевые жилы и прожилки, образующие в совокупности жильные зоны (рис. 42). Последние особенно характерны для месторождений, залегающих в кварцитах, песчаниках и других жестких породах. Первоначальная форма хрусталеносных жил может быть значительно усложнена в резуль-

тате интенсивного растворения и перекристаллизации как самого кварцевого тела, так и вмещающих пород.

Хрусталеносные жилы могут достигать значительных размеров. Так, например, известны хрусталеносные кварцевые жилы, имеющие длину по простиранию до 500 м при мощности от 15 до 30 м. Примерно такого же размера могут достигать хрусталеносные жилные зоны, представляющие собой систему сближенных кварцевых жил и прожилков одного простирания, часто кулисообразно заходящих друг за друга. В то же время длина большинства промысленно хрусталеносных кварцевых жил не превышает 15—20 м по простиранию и 5—10 м по падению.

Отдельные жилные поля имеют площадь, измеряющуюся несколькими квадратными километрами, и насчитывают десятки и сотни жил.

Хрусталеносные кварцевые жилы характеризуются наличием в них нередко значительного количества полостей, содержащих кристаллы кварца иногда очень больших размеров. Крупные хрусталеносные полости объемом более 1 м³ принято называть «хрустальными погребями» (Вернадский, 1923; Ферсман, 1940). Полости чаще всего расположены в зальбандах и на выклинивании кварцевых жил (рис. 43), а также в местах пересечения трещин и ответвления апофиз.

Кварцевые жилы имеют очень простой минеральный состав, который не зависит от химизма боковых пород. В большинстве случаев они бывают почти мономинеральными кварцевыми и редко полевошпат-кварцевыми или карбонат-кварцевыми. Основное количество минералов приурочено, как правило, к хрустальным гнездам, которые заполнены хлоритом, серицитом, минералами каолиновой группы и помимо кристаллов кварца могут содержать альбит, карбонаты, рутил, брукит, анатаз, турмалин и другие минералы.

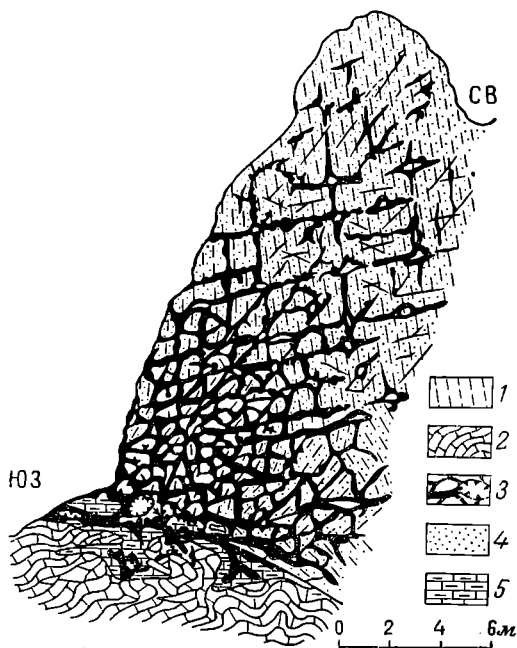


Рис. 42. Сложная сеть хрусталеносных трещин, оне-
ряющая приконтактовую зону висячего блока пес-
чанников. По А. П. Захарченко

1 — песчаник; 2 — мрамор; 3 — хрусталеносные
кварцевые жилы и прожилки; 4 — зоны окварцева-
ния; 5 — анкерит

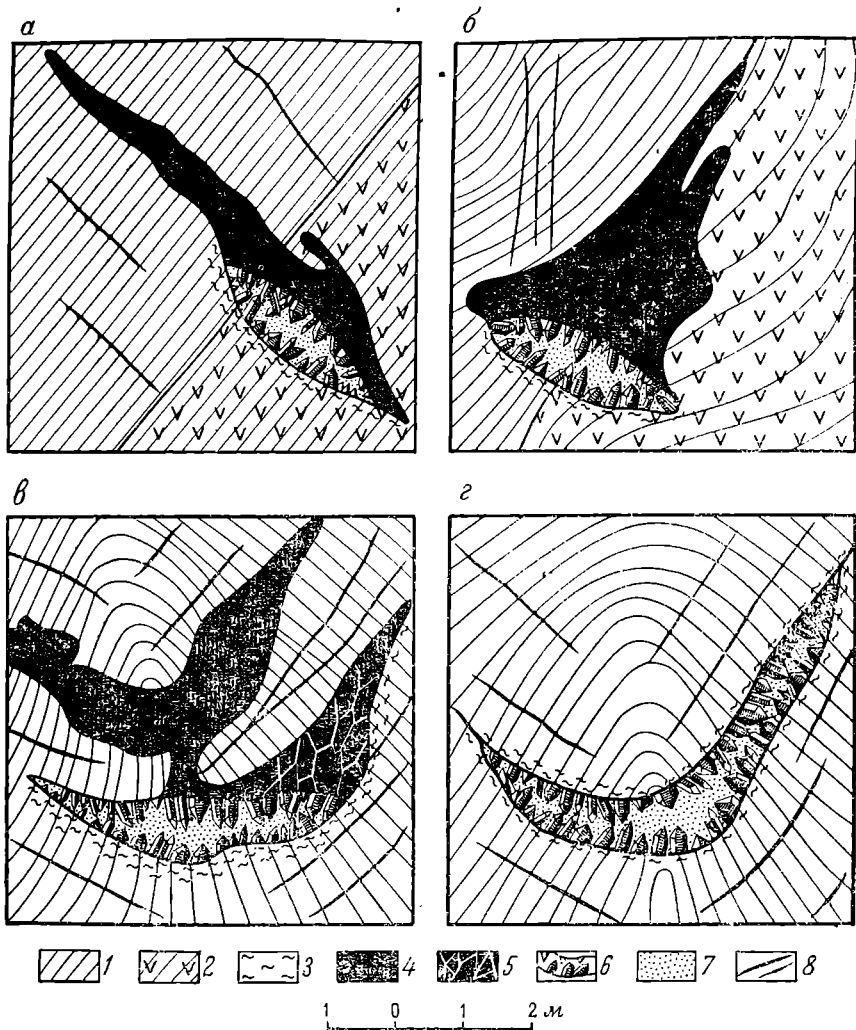


Рис. 43. Хрусталеносные кварцевые жилы в поперечных разрезах. Урал.

По А. Е. Карякину

а, б и в — кварцевые жилы; г — минерализованная трещина. 1 — кварц-хлоритовые сланцы; 2 — рассланцованные диоразы; 3 — гидротермально измененные породы; 4 — крупнозернистый кварц; 5 — гигантозернистый кварц; 6 — хрустальные гнезда и минерализованные трещины; 7 — хлоритовый песок; 8 — тектонические трещины

Жильный кварц в хрусталеносных телах имеет средне- и крупнозернистую, шестоватую и иногда друзовую структуру. Текстура кварцевых жил обычно зональная с симметричным (реже) или асимметричным (чаще) расположением различных структурных зон. В зонально-симметричных жилах наблюдается последовательное расположение зон, сложенных мелкозернистым кварцем у зальбандов и крупнозернистым и шестоватым кварцем в центре жил (рис. 44). Зональное строение кварцевых жил обусловлено развитием более поздних процессов перекристаллизации зернистого жильного кварца в шестоватый или друзовый кварц вдоль тектонических трещин, нарушивших жилу в предгнездовую стадию.

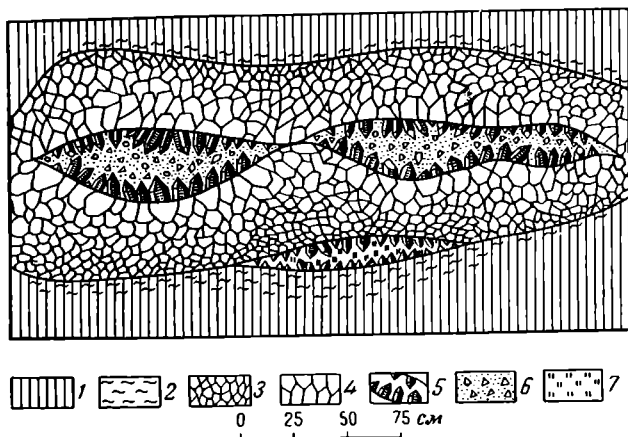


Рис. 44. Зонально-симметричная кварцевая жила. Урал. По С. Д. Туровскому

1 — сланцы; 2 — гидротермально измененные породы; 3 — мелкозернистый жильный кварц; 4 — крупнозернистый жильный кварц; 5 — хрустальные гнезда; 6 — кварцевый песок; 7 — хлоритовый песок

Гидротермальное изменение боковых пород особенно интенсивно проявляется вблизи хрусталеносных полостей и заключается преимущественно в их серицитизации и хлоритизации, реже в эпидотизации, альбитизации и карбонатизации. В большинстве случаев весьма энергично проявлены растворение и выщелачивание вмещающих пород.

Пьезокварц на месторождениях данной генетической группы представлен горным хрусталем и дымчатыми кристаллами. Размеры кристаллов самые различные, наиболее крупные индивиды достигают веса в десятки или даже сотни килограммов.

Большинство исследователей считает, что хрусталеносные кварцевые жилы образовались в результате деятельности гидротермальных растворов. Это доказывается тесной пространственной связью хрусталеносных кварцевых жил с интрузивными массивами, характером изменений боковых пород, наличием в составе жил и гнезд

некоторых элементов, чуждых вмещающим породам, и рядом других признаков.

В процессе формирования хрусталеносных кварцевых жил отчетливо выделяются две последовательные стадии: 1) образование собственно кварцевых жил; 2) образование хрустальных гнезд.

Кварцевые жилы возникали из весьма концентрированных гидротермальных растворов, несущих из магматического очага огромное количество кремнезема. По мере снижения температуры гидротерм происходило образование мелко- и среднезернистого жильного кварца.

Во вторую стадию осуществлялась кристаллизация горного хрусталя и сопутствующих минералов в свободных полостях. В это время, как показало исследование жидких включений в кварце, растворы имели щелочной характер и активно взаимодействовали с вмещающими породами и ранее образованным мелко- и среднезернистым жильным кварцем. При этом материал, необходимый для роста горного хрусталя и его спутников, извлекался из боковых пород или непосредственно из жильного кварца.

Между обеими стадиями процесса хрусталеобразования наблюдается довольно длительный перерыв, а поэтому хрустальные гнезда, зоны перекристаллизованного шестоватого и друзового кварца являются секущими по отношению к мелко- и среднезернистым кварцевым жилам.

Температура кристаллизации горного хрусталя, установленная по газовой-жидким включениям, колеблется в пределах от 70 до 300° С, редко больше; давление в процессе минералообразования составляло первые сотни атмосфер. Следовательно, гидротермальные месторождения, представленные хрусталеносными кварцевыми жилами, являются среднетемпературными образованиями умеренных глубин.

Хрусталеносные минерализованные трещины представляют собой своеобразный генетический тип хрустальных гнезд. Такие хрусталеносные полости пространственно обособлены от кварцевых жил и, располагаясь во вмещающих породах, часто приурочены к зальбандам изверженных жильных пород (кварцевых порфиров, гранит-порфиров, диабазов) или лежат на их продолжении по простиранию и падению.

Минерализованные трещины содержат хорошо образованные кристаллы и друзы горного хрусталя, дымчатого кварца, мориона, цитрина и аметиста. Кристаллы кварца являются главными, но не единственными минералами таких трещин; они обычно сопровождаются парагенетическими минералами: турмалином, рутилом, брукитом, анатазом, кальцитом, сидеритом, исландским шпатом, флюоритом, альбитом, адуляром, аксинитом, сфеном, актинолитом, эпидотом, цеолитами, серицитом, хлоритом и др.

Однако в каждой отдельной минерализованной трещине можно встретить не все, а лишь несколько из перечисленных выше минералов — спутников кристаллов кварца. Это объясняется тем, что минеральный состав хрусталеносных трещин находится в прямой зави-

симости от химизма тех пород, в которых они залегают. Так, например, в породах, бедных кремнеземом, но богатых цветными минералами (диоритах, габбро, диабазах), минерализованные трещины обычно заполнены дымчатыми кристаллами кварца, хлоритом, сидеритом, актинолитом, аксинитом и эпидотом; в гранитах, кварцитах, песчаниках и кварц-сланцевых сланцах — кристаллами горного хрусталя, серицитом, альбитом, адуляром и каолинитом; в карбонатных породах — кристаллами кварца, кальцитом, сидеритом, исландским шпатом и актинолитом.

Характерной особенностью минерализованных трещин является нарастание как отдельных кристаллов кварца, так и друз горного хрусталя непосредственно на вмещающие породы открытой полости (рис. 45). Еще до зарождения кристаллов кварца стенки минерализованных трещин были инкрустированы более высокотемпературными парагенетическими минералами (иглами турмалина, рутила, актинолита и др.), поэтому кристаллы кварца в процессе своего роста захватывают их и образуют очень красивые друзы, которые украшают многие минералогические музеи мира. Следовательно, многие кристаллы кварца, выросшие на стенках минерализованных трещин, содержат большое количество твердых включений и являются непригодными для изготовления пьезооптических препаратов.

Как показывают полевые и лабораторные исследования, несмотря на различный состав горных пород, вмещающих минерализованные трещины и хрустальные гнезда, повсеместно отмечается значительное выщелачивание из них кремнезема (табл. 15).

Данные табл. 15 убедительно показывают, что главным источником кремнезема, да и многих других компонентов, входящих в состав минералов хрусталеносных полостей, был не магматический очаг, а вмещающие породы.

Таблица 15

Баланс вещества при гидротермальном изменении пород, вмещающих хрустальные гнезда

Компоненты	Привнос (+) или вынос (—) компонентов при гидротермальном изменении 1 м ³ породы, кг					
	Граниты	Дiorиты	Гранитизированные сланцы	Кварциты	Кварц-серицитовые сланцы	Кварц-хлоритовые сланцы
SiO ₂	—252,00	—195,00	—293,00	—395,00	—200,00	—171,00
TiO ₂	—1,00	—0,20	—4,50	—1,70	—1,00	—0,20
Al ₂ O ₃	—3,30	—30,40	—28,80	+18,40	—42,30	—11,60
Fe ₂ O ₃	—10,00	—1,50	—11,70	—10,50	—3,00	+24,40
FeO	—2,70	—48,10	—46,00	—6,50	—18,60	—84,70
CaO	—7,60	—42,50	—23,50	—4,30	—9,50	—6,90
MgO	—11,30	—72,80	—24,00	—8,70	—7,00	—90,10
K ₂ O	—13,00	+25,00	—39,70	+13,70	+10,60	+33,00
Na ₂ O	—0,50	—25,50	—11,80	+1,80	+16,00	+20,40
H ₂ O [—]	+3,90	+1,60	+0,40	+0,60	+14,00	+16,30
H ₂ O ⁺	+66,50	+65,50	+54,00	+9,70	+31,90	+80,00

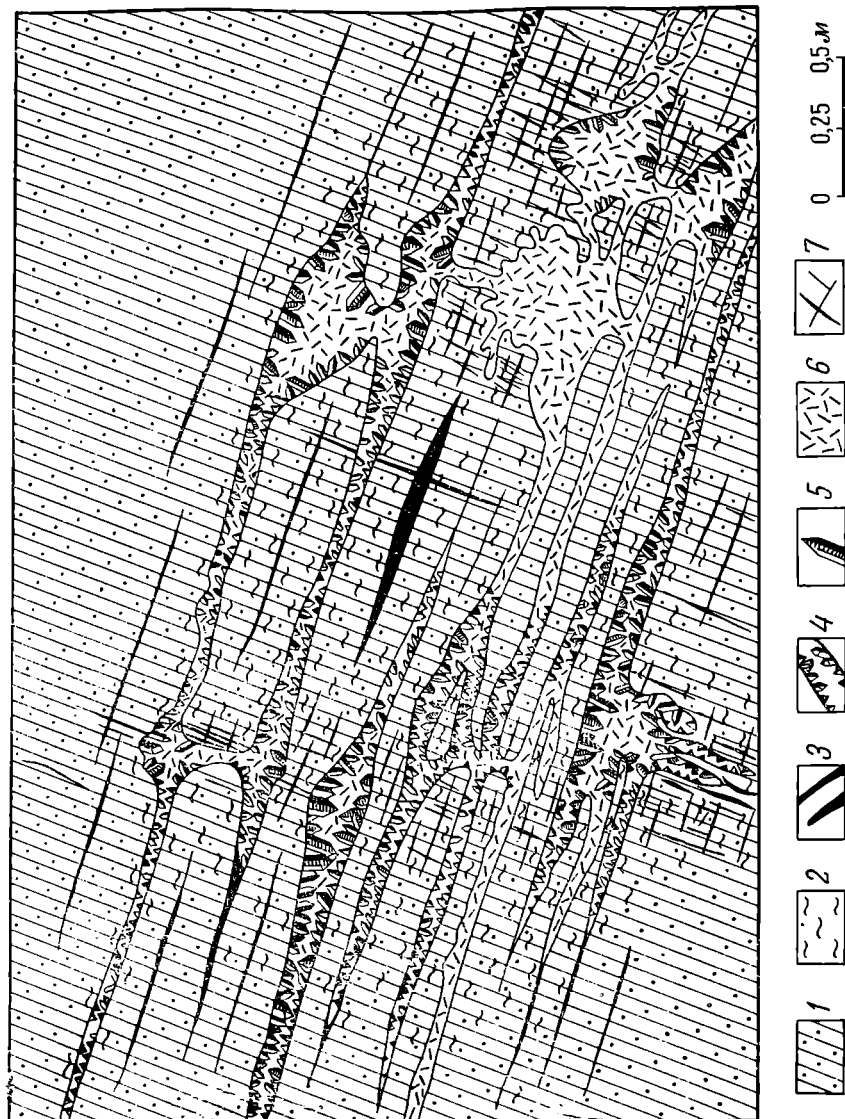


Рис. 45. Хрустальная зона, состоящая из серии минерализованных трещин. Урал. По В. А. Смирновой

Во всех горных породах около хрусталеносных полостей наблюдается интенсивное разложение и выщелачивание минералов. Разложение, растворение и выщелачивание боковых пород и кварцевых жил является характерной и основной чертой околонедрового гидротермального метаморфизма. Главная причина образования ореолов выщелачивания около минерализованных трещин и хрустальных гнезд — перемещение вещества из боковых пород в открытые полости. Гидротермальные растворы, заполняя полости, где формировались минералы хрустальных гнезд, попадали в совершенно другие физико-химические условия. Резкое уменьшение давления в открытых полостях способствовало переходу растворов в пересыщенное состояние и началу кристаллизации минералов хрустальных гнезд и минерализованных трещин. Рядом с гнездом в боковых породах не происходило роста кристаллов кварца, так как растворы находились под большим поровым давлением и были недосыщены кремнеземом в этих условиях (Смирнова, 1958).

3. *Россыпные месторождения* кристаллов кварца и их обломков распространены довольно широко. По сравнению с другими полезными ископаемыми хрусталеносные россыпи обладают некоторыми особенностями, зависящими прежде всего от таких физических свойств кристаллов кварца, как низкий удельный вес и значительная хрупкость.

Хрусталеносные россыпи редко расположены на значительных расстояниях от коренного источника, за исключением сильно рассеянных элювиальных россыпей, в которых кварц не является основным объектом эксплуатации, а добывается попутно с другими минералами. Различные типы хрусталеносных россыпей пространственно очень тесно связаны и обычно постепенно переходят один в другой.

В процессе формирования хрусталеносных россыпей особое значение приобретает естественное их обогащение высококачественными кристаллами, менее поддающимися разрушению, чем кристаллы, пораженные трещинами, свиями, двойниками, газово-жидкими и твердыми включениями (Карякин, 1954). Образование хрусталеносных россыпей происходит в результате как физического, так и химического выветривания, причем последнее имеет несравненно большее значение для формирования крупных и высокопродуктивных месторождений этой группы. Причина здесь, по мнению Е. М. Лазько (1958), заключается главным образом в том, что химическое выветривание в общем случае проникает на большую глубину, а условия концентрации горного хрусталя и сохранность его кристаллов в россыпи более благоприятны, чем при физическом выветривании.

Среди хрусталеносных россыпей выделяются несколько генетических типов, которые можно объединить в три группы: 1) элювиальные; 2) элювиально-делювиальные; 3) аллювиальные.

Элювиальные хрусталеносные россыпи пространственно очень тесно связаны с коренными месторождениями и нередко представляют собой не что иное, как их верхние разрушенные части. Прекрасными

примерами таких месторождений являются многие элювиальные хрусталеносные россыпи Украины, а также Бразилии. Конфигурация таких хрусталеносных россыпей определяется формой и расположением коренных месторождений пьезокварца. Кристаллы кварца в них не окатаны, нередко даже сохраняются друзы.

Очень часто элювиальные россыпи, образование которых обусловлено процессами химического выветривания, являются погребенными и приурочены к древнечетвертичной, третичной и даже верхнемезозойской корам выветривания. Многочисленные хрусталеносные россыпи этого типа известны на Украине, Урале, в Бразилии, Китае и других районах.

С другой стороны, элювиальные хрусталеносные россыпи не менее тесно связаны с делювиальными, которые образуются в условиях благоприятного рельефа. В описываемой группе весьма широко распространены также элювиально-делювиальные хрусталеносные россыпи, которые встречаются даже значительно чаще, чем просто элювиальные или делювиальные. В отличие от элювиальных, в делювиальных и делювиально-элювиальных россыпях кристаллы кварца иногда окатаны.

Элювиально-делювиальные хрусталеносные россыпи, сформировавшиеся в результате механического выветривания, обычно невелики, и значение их в общем балансе пьезокварцевых месторождений ничтожно, однако они очень важны для поисков коренных месторождений.

Аллювиальные хрусталеносные россыпи наиболее часто представлены своеобразным типом распадковых россыпей, являющихся как бы промежуточными между типичными аллювиальными и делювиальными образованиями. Такие россыпи широко распространены и хорошо изучены на Урале.

Типичные аллювиальные россыпи встречаются редко, причем кристаллы кварца извлекаются здесь попутно с золотом (Урал), алмазами (Бразилия) и другими минералами. Аллювиальные россыпи, разрабатывающиеся исключительно на пьезокварц, распространены только в Бразилии (в штатах Минас-Жерайс и Эспиритосанто); известны они также в Китае (провинция Гуандун) и на Мадагаскаре. Кристаллы кварца в этих россыпях обычно представлены хорошо окатанными матовыми гальками различной величины и формы.

Охарактеризованные выше основные генетические типы месторождений пьезооптического кварца далеко не равнозначны и по своему промышленному значению (с учетом зарубежной практики) располагаются, по данным Е. М. Лазько (1958), в таком порядке: россыпные, гидротермальные, пегматитовые месторождения.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Пегматитовые месторождения пьезокварца Украины. На площади развития промышленных пегматитовых тел наблюдаются две резко различные формации геологических образований: протерозойские

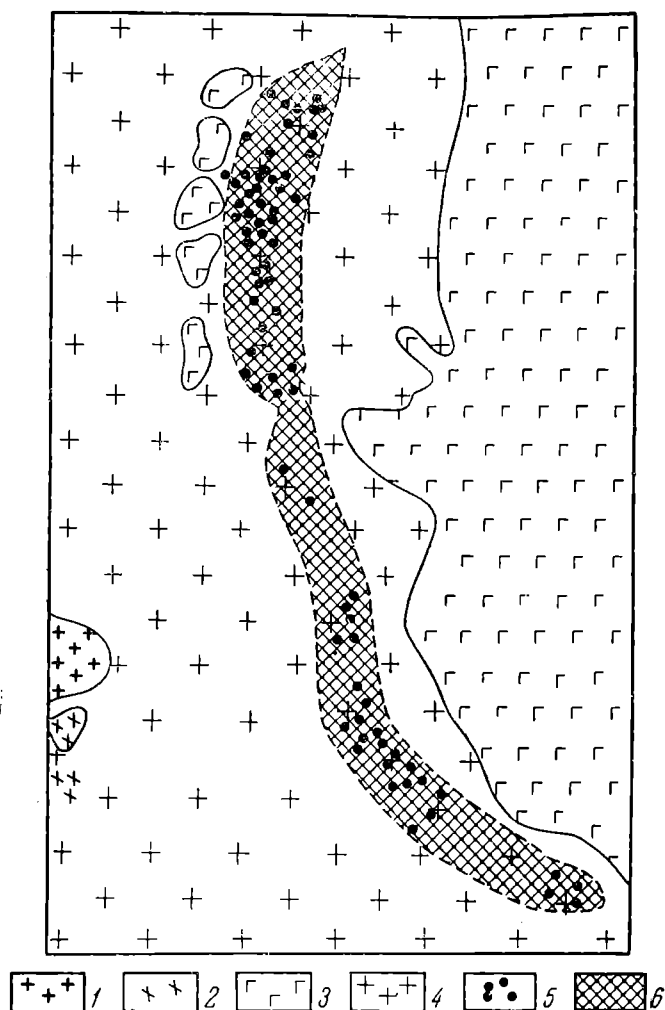


Рис. 46. Схема геологического положения пегматитового поля. По П. И. Ермакову
 1 — мигматиты; 2 — серые граниты; 3 — габбро-лабрадоритовый комплекс; 4 — рапакиви
 и ооидные граниты; 5 — пегматитовые тела и хрусталепоносные россыши; 6 — пегматитовое
 поле

породы магматического комплекса и мезозойские осадочные наложения. С первыми связаны по возрасту и генетически коренные месторождения пьезокварца, а со вторыми — хрусталеносные элювиальные россыши, возникшие в местах вскрытия денудацией погребов с кристаллами кварца.

В магматическом комплексе, образующем сложный разновозрастной плутон, древнейшими являются мигматиты и основные интрузивные породы — габбро-лабрадориты. Крупный габбро-лабрадоритовый массив этих пород окружен более молодыми гранитоидами.

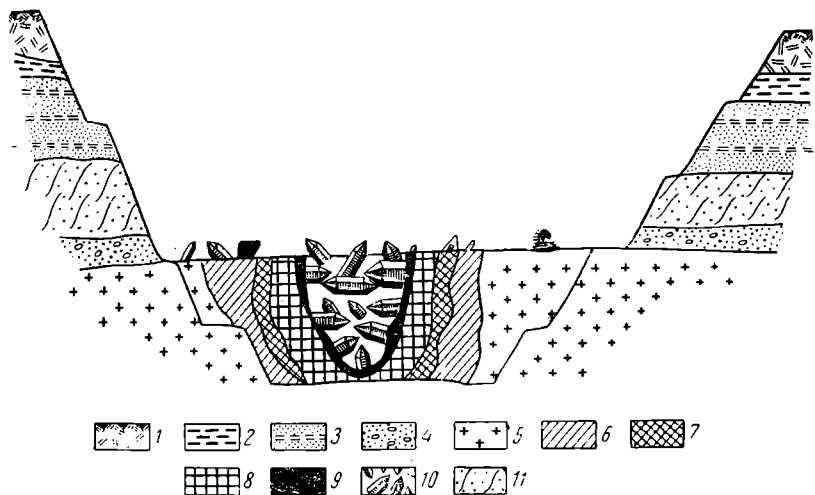


Рис. 47. Схематический геологический разрез через пегматитовое тело. По Н. И. Ермакову

1 — почвенно-растительный слой; 2 — суглинок; 3 — песок с прослоями глины; 4 — песок с кварцем и кремнем; 5 — гранит каолинизированный; 6 — графическая зона; 7 — пегматоидная зона; 8 — зона полевых шпатов; 9 — зона массивного кварца; 10 — зона свободного роста кристаллов; 11 — песок косослоистый

Гранитоиды представлены биотит-амфиболовыми рапакиви и их разновидностью — овоидными гранитами.

Вдоль контакта с габбро-лабрадоритами в этих гранитах широкой полосой располагаются пегматитовые тела, содержащие погребов с кристаллами кварца (рис. 46). Такое линейное расположение пегматитовых тел объясняется тем, что зона контакта гранитов с основными породами выполняла роль структурного контроля, а ее пологое падение приводило к задержке газовой-водных растворов под габбро-лабрадоритовым экраном.

Пегматитовые тела северного поля имеют форму жил, а южного поля — форму штоков различных размеров. Весьма характерной чертой промышленных пегматитовых тел является их зональное строение. От периферии к центру таких пегматитовых тел выделяются следующие зоны: графическая, пегматоидная, полевошпатовая, кварцевая и друзовая (рис. 47).

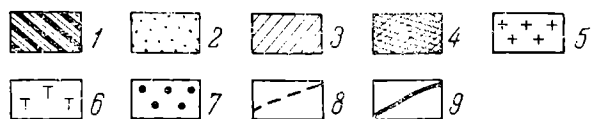
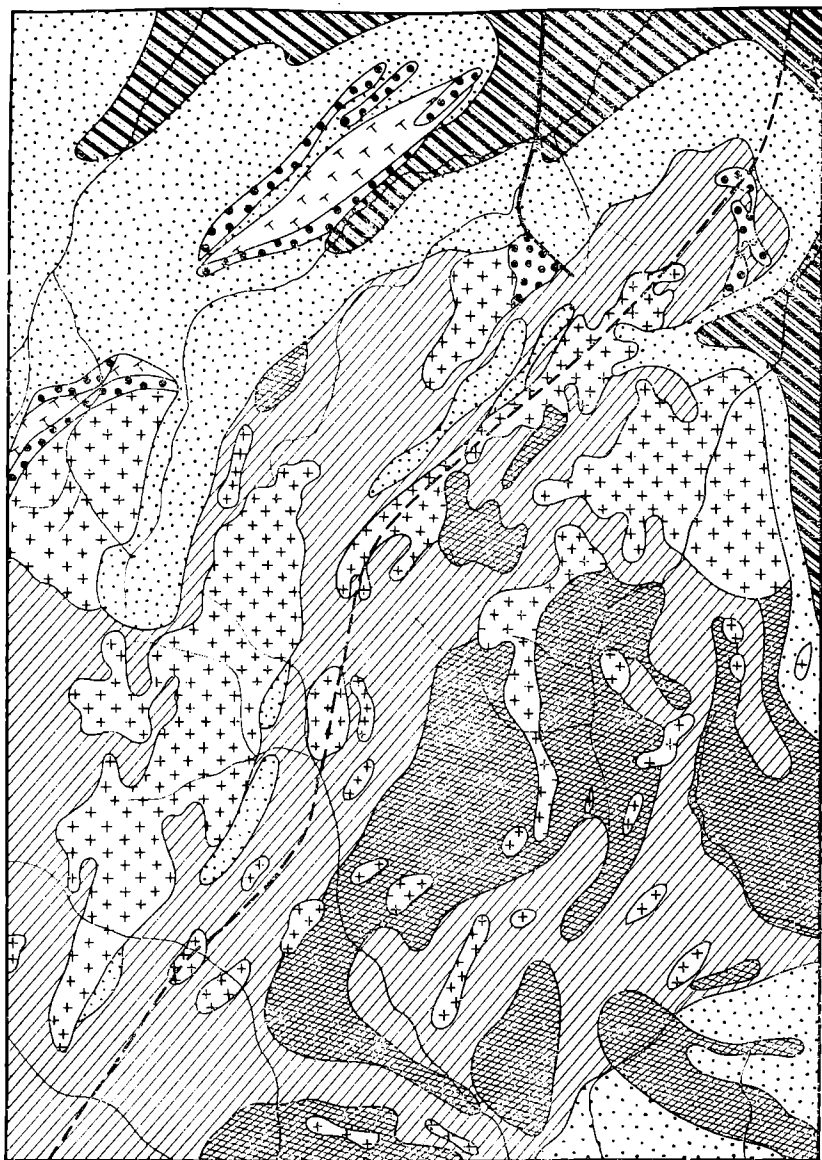
Друзовая зона, или зона свободного роста кристаллов, представляет собой полость растворения, заполненную морионом, дымчатым кварцем, топазом и другими минералами. Кристаллы кварца и топаза хорошо огранены и часто имеют крупные размеры. Вес отдельных кристаллов кварца достигает иногда 10 т, а кристаллов топаза до 70 кг. Качество кристаллов кварца бывает различным, а количество пьезокварца в общем зависит от размеров погребка, достигающего в нередких случаях 50—60 м³. Форма пегматитовых погребов обычно неправильна и лишь в самых общих чертах отвечает форме пегматитовых тел.

В погребках из разновидностей кремнезема встречаются: массивный «блоковый кварц», на котором нарастает «сетчатый» кварц, претерпевший α — β -превращение; морион, дымчатый кварц, бесцветный горный хрусталь, образующие зоны в крупных кристаллах или же отдельные кварцевые кристаллы, на которых иногда нарастают аметист, халцедон и опал. Из других минералов вместе с кварцем встречается топаз. В виде твердых включений в кристаллах кварца иногда бывают развиты гидрогематит, гематит, хлорит, серицит и др. В различных погребках пегматитовых тел развиты далеко не все перечисленные минералы.

В районе месторождений пьезокварца известно более 200 хрусталеносных россыпей. Локализация хрусталеносных россыпей целиком подчинена локализации пегматитовых тел, поскольку все россыпи промышленного типа являются элювиальными и имеют незначительный разнос кварцевого материала. Промышленные хрусталеносные россыпи так же, как и пегматитовые тела, характеризуются сравнительно небольшими размерами (десятки метров в поперечнике) и изометричностью очертаний.

Гидротермальные месторождения пьезооптического кварца Урала. Хрусталеносная провинция Урала сложена в основном кварц-слюдистыми сланцами протерозоя (подкварцитовая свита). С запада и востока от водораздельной линии хребта подкварцитовая свита окаймляется кварцитами и кварцитовыми конгломератами нижнего ордовика (кварцитовая свита), карбонатными сланцами и известняками среднего и верхнего ордовика (надкварцитовая свита). Пространственное расположение отдельных свит метаморфической толщи и возрастание углов их падения в направлении к водоразделу Уральского хребта указывают на то, что в пределах хрусталеносной провинции обнажается ядро крупного антиклинория.

Антиклинорий имеет северо-восточное простирание и осложнен несколькими антиклиналями и синклиналями, на которые, в свою очередь, накладывается серия мелких складок — вплоть до пloyчатости. При погружении шарнира складок ядра синклиналей маркируются кварцитами, карбонатными сланцами и известняками, а при воздымании — обнажаются нижние горизонты подкварцитовой свиты. В связи с крутым погружением шарнира главного антиклинория наблюдается периклинальное падение пластов, т. е. здесь



более молодые отложения последовательно огибают ядро антиклинория с запада, севера и востока. В этом районе происходит погружение главного антиклинория, поэтому хрусталеносная провинция дальше на северо-восток не продолжается и довольно четко оконтуривается породами надкварцитової свиты (рис. 48).

Герцинская складчатость на Урале сопровождалась формированием большого количества гранитоидных массивов, которые в водораздельной части хребта занимают большие пространства. Гранитоидные массивы и сопровождающие их мигматиты приурочены к антиклинальным структурам описываемой провинции.

В породах хрусталеносной провинции господствуют три системы тектонических трещин: согласные, секущие и поперечные. Согласные трещины развиваются по плоскостям сланцеватости и напластования пород; секущие трещины — по направлению простираения сланцеватости вмещающих пород, но по падению секут плоскость сланцеватости почти под прямым углом; поперечные трещины секут сланцеватость вмещающих пород как по простираению, так и по падению. Согласные и секущие трещины являются трещинами скалывания, а поперечные трещины — трещинами отрыва. В зависимости от того, в какой из этих систем трещин располагаются кварцевые жилы, они делятся на три типа: согласные, секущие и поперечные кварцевые жилы. Среди кварцевых жил Урала наиболее распространены первые два типа. Поперечные кварцевые жилы встречаются значительно реже.

Степень концентрации кварцевых жил неравномерна. Участки с большой концентрацией кварцевых жил (до сотни жил на 1 км²) располагаются среди площадей, содержащих единичные кварцевые жилы. Места максимальной концентрации кварцевых жил приурочены: 1) к контактовым зонам гранитоидных массивов; 2) к зонам интенсивного рассланцевания пород; 3) к площадям проявления складчатых структур второго, третьего и более высоких порядков.

Далеко не все кварцевые жилы Урала являются хрусталеносными. Опыт разведки и обработки кварцевых жил показывает, что наиболее хрусталеносными являются те кварцевые жилы, которые залегают в секущих и поперечных трещинах. Согласные кварцевые жилы не содержат гнезд с кристаллами кварца и являются нехрусталеносными. Наиболее интенсивное изменение боковых пород наблюдается в той части кварцевой жилы, где располагается хрустальное гнездо. Поэтому степень интенсивности околожильного изменения также указывает на хрусталеносность кварцевой жилы. Кроме того, для многих кварцевых жил, содержащих промышленные хрустальные гнезда, характерно наличие около гнезд жильного кварца крупно- и гигантозернистой структуры.

Рис. 48. Схематическая геологическая карта Урала. По А. Е. Карякину

1 — карбонатные породы (надкварцитовая свита); 2 — кварциты (кварцитовая свита); 3 — слюдяные сланцы (подкварцитовая свита); 4 — мигматиты; 5 — граниты, граптоидиты и диориты; 6 — альбитофиры; 7 — кварцевые порфиры; 8 — ось антиклинория; 9 — разрывные нарушения

Хрустальные гнезда Урала содержат кристаллы и друзы горного хрусталя, дымчатого кварца и аметиста. Кроме кристаллов кварца здесь встречаются следующие минералы: окислы — рутил, брукит, анатаз, магнетит и гематит; силикаты — хлорит, серицит, турмалин, аксинит, сфен, тремолит, актинолит-асбест, тальк, эпидот, цоизит, адуляр, альбит, цеолиты; карбонаты — сидерит, кальцит, доломит, исландский шпат; галоиды — флюорит; фосфаты — апатит и лазулит; вольфраматы — вольфрамит и шеслит; сульфиды — пирит, пирротин, марказит, арсенопирит, халькопирит и галенит.

Большое число минералов, находящихся во всех хрустальных гнездах Урала, с одной стороны, и ограниченное число их в отдельно взятом погребе, с другой, свидетельствуют о наличии прямой зависимости минерального состава хрустальных гнезд от химизма тех пород, в которых гнезда формировались. Зависимость минеральных ассоциаций хрустальных гнезд от состава вмещающих пород проявляется как в отношении минералов, встречающихся в больших количествах (хлорит, серицит, актинолит, карбонаты и другие), так и в отношении минералов, появляющихся в гнездах спорадически и в незначительных, а иногда и ничтожно малых количествах (рутил, брукит, анатаз, сфен, аксинит, цеолиты, апатит и флюорит).

Размеры кристаллов кварца варьируют в очень широких пределах — от ничтожно малых до гигантских. Наиболее крупные из них имеют 150—200 см в длину и 75—100 см в поперечнике.

Хрустальные гнезда могут располагаться в различных частях кварцевых жил (см. рис. 43, а, б, в): в лежащем (чаще) или в висячем (реже) боку; на выклинивании кварцевых жил по падению (чаще) или по простиранию (реже). Когда хрустальные гнезда располагаются в лежащем или висячем боку кварцевых жил, они имеют форму линзы, а на выклинивании — форму клина. Основание такого клина непосредственно примыкает к телу кварцевой жилы, а острие обращено в сторону ее падения или простирания. Хрустальные гнезда, находящиеся в местах выклинивания кварцевых жил, представляют как бы продолжение их по падению или простиранию (рис. 49). Клиновидная форма хрустальных гнезд указывает на былые контуры кварцевых жил. Этот факт, так же как и многие другие, свидетельствует о том, что хрусталоносные полости образовались за счет растворения тела кварцевой жилы. Все хрустальные гнезда с кристаллами-гигантами расположены под кварцевыми жилами. Кристаллы-гиганты в таких гнездах (обычно клиновидной формы) нарастают на нижнюю, тупо выклинивающуюся часть кварцевой жилы, поэтому своими головками они ориентированы вниз (см. рис. 49).

Иногда хрустальные гнезда локализируются и внутри преимущественно сложных и неправильной формы кварцевых жил. В таких кварцевых жилах хрустальные гнезда приурочены к тектоническим трещинам, ориентированным или параллельно секущим трещинам скалывания, или же параллельно поперечным трещинам отрыва. Такое расположение хрустальных гнезд по отношению к кварцевым жилам дает основание предполагать, что образование полостей

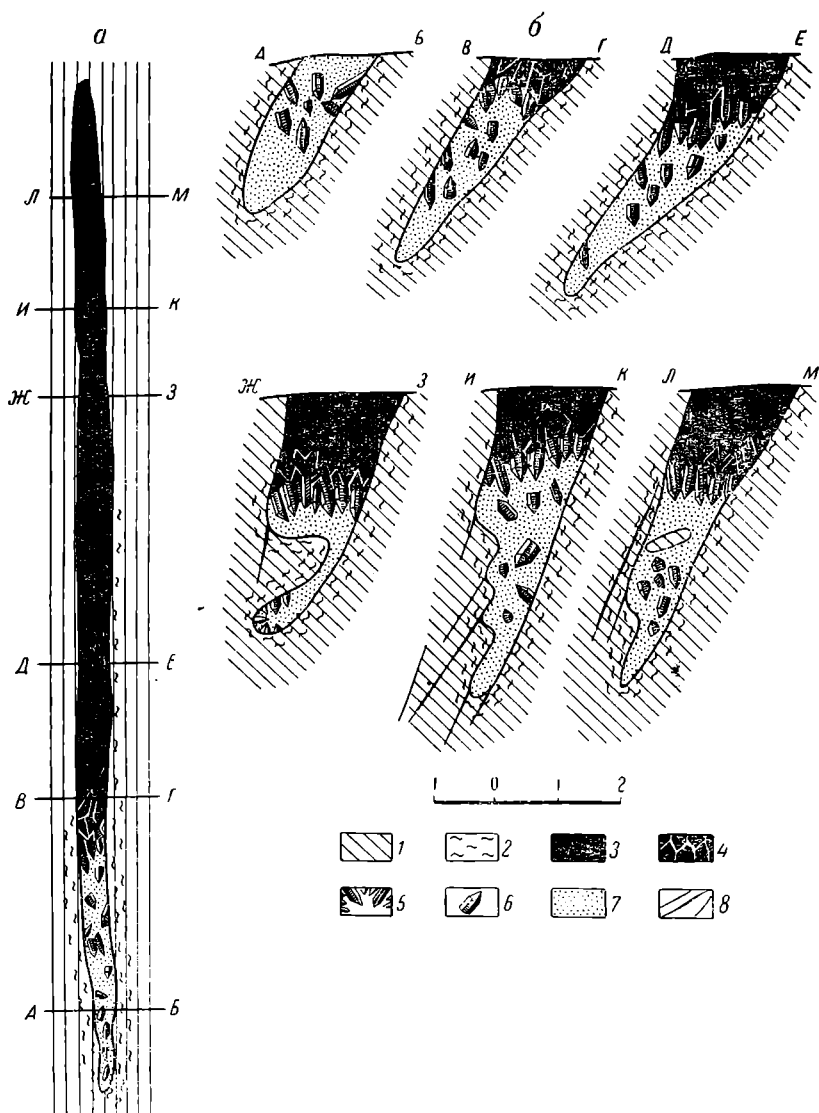


Рис. 49. План (а) и разрезы (б) хрусталеносной кварцевой жилы. По А. Е. Карякину
 1 — слюдяные сланцы; 2 — гидротермально измененные породы; 3 — среднезернистый жильный кварц; 4 — гигантозернистый жильный кварц; 5 — хрустальное гнездо; 6 — кристаллы кварца; 7 — хлоритовый песок; 8 — тектонические трещины

и кристаллов кварца происходило в последние стадии гидротермального процесса, когда формирование кварцевых жил с массивной текстурой жильного кварца было уже закончено.

Развитие трещинообразования продолжалось и после окончания формирования кварцевых жил. Поскольку наиболее ослабленными зонами являлись трещины, в которых разместились кварцевые жилы, то продолжающееся растрескивание в первую очередь происходило в них. Повторное раскрытие трещин прежде всего локализовалось по контактам кварцевых жил. Вполне естественно, что повторное раскрытие трещин вызвало наращивание их как по простиранию, так и по падению. Таким образом, в результате повторного раскрытия трещин около кварцевых жил (реже внутри их) образовались свободные полости.

Тектоническое происхождение хрусталеносных полостей подтверждается не только их своеобразным положением по отношению к кварцевым жилам, но и характером материала, выполняющего эти полости. Известно, что в хрустальных гнездах, наряду с кристаллами кварца и сопутствующими минералами, в качестве гнездового выполнения находятся обломки жильного кварца и вмещающих пород. При этом, если полость расположена внутри кварцевого тела, то она заполнена обломками жильного кварца в виде кварцевого песка, дресвы и небольших угловатых кусочков. Если же полость приурочена к залебанду кварцевой жилы или расположена на ее выклипании, то она заполнена хлоритом, серицитом, глинистой массой и обломками вмещающей породы.

В образовании полостей имело значение не только механическое напряжение, но и, несомненно, химическая активность гидротермальных растворов. Циркулирующие по трещинам гидротермальные растворы сильно изменяли вмещающие породы, превращая их в рыхлое состояние, при котором они становились более способными к образованию свободных полостей. Кроме того, образованию свободных полостей способствовало и выщелачивание породы. В местах интенсивного растрескивания породы имеют пористую текстуру и близкий к мономинеральному состав. Несомненно, что то и другое обусловлено выщелачиванием и переотложением составных частей породы в другом месте.

Главная роль в гнездовом выполнении принадлежит скоплению рыхлого материала, состоящего из хлорита, серицита, кварцевого песка и глины, которые, вероятно, являются оставшимися на месте продуктами разложения вмещающих пород, в то время как другие составные части породы были растворены и вынесены гидротермальными растворами. Это положение подтверждается тем, что минеральный состав гнездового выполнения прямо зависит от характера вмещающих пород. Характерно, что наиболее интенсивное около-жильное изменение вмещающих пород приурочено к местам расположения хрустальных гнезд. Это явление, очевидно, объясняется не только тем, что с понижением концентрации кремнекислоты в гидротермальных растворах увеличивалась их химическая актив-

ность, но и приуроченностью хрустальных гнезд к участкам максимального растрескивания вмещающих пород. В таких участках гидротермальные растворы имели возможность циркулировать по густо расположенной системе трещин и тем самым более интенсивно, чем в других местах, производить разложение вмещающей породы на составные части, из которых часть продуктов разложения оставалась на месте (хлорит, серицит и др.), а большее количество растворялось и выносилось гидротермальными растворами.

Таким образом, переплетение процессов растрескивания и интенсивного гидротермального изменения вмещающих пород (сопровождающегося выщелачиванием) приводило к образованию свободных полостей, в которых росли кристаллы кварца.

Хрустальные гнезда, расположенные в тектонических зонах разлома в виде серии минерализованных трещин, образуют крупные хрусталеносные зоны. В пределах площади хрусталеносной провинции Урала имеется три генетических типа россыпей кристаллов кварца: элювиальные, делювиальные и аллювиальные. Из них промышленное значение имеют лишь элювиальные и делювиальные хрусталеносные россыпи; аллювиальные россыпи не дают промышленного скопления кристаллов кварца.

Элювиальные хрусталеносные россыпи обычно встречаются на плоских вершинах и на пологих склонах гор. Для них характерна небольшая глубина залегания и кучное скопление кристаллов кварца совместно с их парагенетическими минералами. Форма хрусталеносной элювиальной россыпи в плане напоминает эллипс, ориентированный длинной осью в направлении простираения хрусталеносной кварцевой жилы или минерализованной трещины. Размеры элювиальных россыпей и количество кристаллов кварца, содержащихся в них, находятся в прямой зависимости от величины коренного источника.

Делювиальные россыпи встречаются на склонах гор, образуя веера разноса. Концентрация кристаллов кварца в них по сравнению с элювиальными россыпями значительно меньшая вследствие большого разноса материала по склону горы. Форма и размеры делювиальных россыпей зависят от положения хрусталеносной кварцевой жилы или минерализованной трещины по отношению к направлению склона, его крутизны и от размеров коренного источника.

ЛИТЕРАТУРА

- Великий А. С. Структуры рудных полей. Изд-во ЛГУ, 1961.
Вернадский В. И. История минералов земной коры. Науч. тех. изд., т. 1, вып. 1, 1923.
Вировлянский Г. М. О тектонических условиях внедрения даек и формирования руд в гидротермальных месторождениях. «Сов. геология», 1956, № 50.
Гудков А. С. Разведка месторождений пьезооптического минерального сырья. Госгеолтехиздат, 1957.
Гудков А. С. [и др.]. Основы поисков и разведки месторождений пьезооптических минералов. Госгеолтехиздат, 1963.

- Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Вольми. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 1, 1957.
- Захарченко А. И. [и др.]. Особенности характера и генезиса пегматитов с кристаллами пьезооптического кварца. «Сов. геология», 1958, № 8.
- Карякин А. Е. Зарождение, рост и разрушение кристаллов кварца. «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1954, ч. 83, № 1.
- Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрустальных гнезд. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1955, т. 30, вып. 2.
- Карякин А. Е. Зависимость минеральных ассоциаций хрустальных гнезд от химического состава вмещающих пород. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1958, т. 33, вып. 2.
- Карякин А. Е. Пути движения растворов и механизм образования хрустальных гнезд Приполярного Урала. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1959, т. 35, вып. 2.
- Карякин А. Е. О механизме зарождения и раскрытия трещин, вмещающих хрусталоносные кварцевые жилы Приполярного Урала. Тр. ВНИИП, т. 7, 1962.
- Лазько Е. М. О генезисе хрусталоносных образований и промышленных типах месторождений пьезокварца. Тр. ВНИИП, т. 2, вып. 1, 1958.
- Смирнова В. А. Об ореолах выщелачивания вокруг хрустальных гнезд Приполярного Урала. Тр. ВНИИП, т. 2, вып. 1, 1958.
- Смирнова В. А. Роль трещинной тектоники в образовании и размещении хрусталоносных кварцевых жил Приполярного Урала. Тр. ВНИИП, т. 4, вып. 2, 1960.
- Смирнова В. А. Закономерности размещения кварцевых жил и хрустальных гнезд в кварцитах Приполярного Урала. Тр. ВНИИП, т. 7, 1962.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940.
- Хитаров Н. И. Экспериментальная характеристика устойчивости кремнезема в гидротермальных условиях. Изд-во АН СССР, 1952. (Тр. 4-го совещ. по экспер. петр. и минерал., вып. 2.)

Глава 11

ПЛАВИКОВЫЙ ШПАТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Плавиковый шпат (флюорит) по химическому составу представляет собой фтористый кальций CaF_2 (Ca 51,2%; F 48,8%). Название плавиковый шпат (плавик) минерал получил от способности его понижать температуру плавления железных и других руд. Сингония минерала кубическая, плавиковый шпат часто дает хорошо образованные кубы, октаэдры и додекаэдры, но встречается и в виде отдельных зерен, сплошных и зернистых масс. Цвет плавикового шпата весьма разнообразный, но чаще преобладают фиолетовая, зеленая и голубая окраски. Изредка встречается кирпично-красный, фиолетово-черный и бесцветный плавиковый шпат. В большинстве случаев окраска плавикового шпата неустойчива и под воздействием прокаливания или солнечного света довольно быстро исчезает. При нагревании порошка плавикового шпата с серной кислотой образуется плавиковая кислота HF . В минералогии различают следующие разновидности плавикового шпата: обыкновенный флюорит, хлорофан (или пиросмарагд) и ратовкит.

Ф л ю р и т резко преобладает в природе по сравнению с другими разновидностями плавикового шпата и образует почти все известные месторождения этого полезного ископаемого.

Х л о р о ф а н о м (пиромаргадом) называют плавиковый шпат, который при нагревании флюоресцирует зеленым цветом.

Р а т о в к и т представляет собой землистый или тонкозернистый плавиковый шпат, встречающийся в осадочных породах как их составная часть.

Две последние разновидности плавикового шпата встречаются в месторождениях сравнительно редко.

Плавиковый шпат, образующий более или менее крупные бесцветные или слабо окрашенные кристаллы, отличающиеся совершенной прозрачностью, чистотой и отсутствием трещиноватости, называется оп т и ч е с к и м ф л ю р и т о м (по его использованию в оптике). Оптический флюорит образует небольшие самостоятельные месторождения или встречается в незначительных количествах совместно с обыкновенным плавиковым шпатом.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Плавиковый шпат подразделяется на восемь сортов (марок): Ф-0, Ф-95, Ф-92, Ф-85, Ф-75, Ф-55, Ф-40 и Ф-30 (цифра показывает минимальное допустимое содержание CaF_2). К высшему сорту Ф-0 относятся прозрачные кристаллы флюорита, предназначенные для изготовления оптических приборов.

Наиболее крупными потребителями плавикового шпата являются: черная металлургия, стекольное, керамическое и цементное производства, химическая и оптическая промышленность.

В металлургии плавиковый шпат применяется в качестве флюса, главным образом в процессе производства стали. Добавка в шихту плавикового шпата повышает легкоплавкость и подвижность шлаков, так как плавик образует со шлаком эвтектическую смесь, обладающую относительно низкой температурой плавления. Черная металлургия предъявляет высокие требования к качеству плавикового шпата: максимальное содержание флюорита (марки Ф-92, Ф-85 и Ф-75), и минимальное содержание вредных примесей, из которых наиболее существенны сера и свинец. Сера в плавиковом шпате обычно присутствует в виде барита и сульфидов тяжелых металлов. В плавиковом шпате марки Ф-92, который применяется в качестве флюса для выплавки сталей и сплавов особого назначения, содержание серы не должно превышать 0,2%; в плавиковом шпате марок Ф-85 и Ф-75, используемых при выплавке электростали, серы должно быть не больше 0,3%, а при выплавке мартеновской стали — не больше 1,5%. Не менее важна и кусковатость товарного плавика. В мартеновском процессе может быть применен плавик только в кусках таких размеров, которые не будут выдуваться из печи потоками газа и воздуха. В флюсовом плавике должно содержаться свыше 50% кусков размерами больше 3 мм и не более 20% — меньше 1 мм; наиболее

пригоден для мартеновских печей плавик в кусках размером 12—18 мм.

В стекольном и эмалевом производстве плавиковый шпат применяется при изготовлении непрозрачных белых или окрашенных стекол и эмалей как «забелитель». Он придает телу смолочно-белый цвет или опалесцирующий эффект вследствие образования в стекольной массе мельчайших кристалликов фторидов. При производстве стекла добавка плавикового шпата в шихту составляет 10—30 % — в зависимости от сорта стекла. При производстве эмали плавиковый шпат добавляется в шихту в количестве от 2 до 15% от общей ее массы. Используется плавиковый шпат марки Ф-85. Однако надо учитывать количество железа и окиси кальция, содержащихся в плавике, так как железо придает изделиям нежелательные цвета, а окись кальция сообщает стеклу и эмали хрупкость. Предельно допустимое содержание окиси железа 0,06—0,12%, а CaCO_3 — не выше 2,5%.

В цементной промышленности плавиковый шпат добавляется в шихту для понижения температуры ее спекания. Добавка в шихту 3—5% плавика снижает температуру спекания с 1250 до 800° С, что резко сокращает расход топлива. Цементная промышленность не предъявляет к плавиковому шпату высоких требований и ее вполне удовлетворяют руды с содержанием CaF_2 55—45%.

В химической промышленности флюорит является главным исходным продуктом в производстве плавиковой кислоты и ее солей. Плавиковая кислота применяется для травления и матирования стекла, для очистки чугунных отливок от приставшего к ним формовочного песка и т. д.; из нее же получают различные фтористые соединения, главным образом фтористый натр и искусственный криолит. Фтористый натр (NaF) применяется для предохранения крепежного леса и шпал от гниения, в качестве дезинфицирующего средства и т. п. Криолит ($\text{AlF}_3 \cdot 3\text{NaF}$) широко используется в качестве электролита при получении из глинозема металлического алюминия. Применяемый в химической промышленности флюорит должен содержать не менее 95% CaF_2 и не более 1% SiO_2 ; примеси бария, свинца и серы недопустимы.

Как показывает практика, самостоятельное промышленное значение имеют только те месторождения плавикового шпата, руды которых содержат не менее 30% CaF_2 . Более бедные руды могут использоваться лишь при особо благоприятных условиях (очень большие запасы, легкая обогатимость, наличие местных потребителей, не предъявляющих особо строгих требований к качеству сырья, особо благоприятное географическое расположение и т. д.). Однако в том случае, если одновременно с плавиковым шпатом из руд попутно могут извлекаться и другие ценные компоненты, иначе говоря, при комплексном использовании сырья содержание плавикового шпата может быть значительно ниже. В этом случае кондиции на такую комплексную руду должны определяться особо в каждом конкретном случае.

Н. С. Лаврович (1956) предлагает следующую классификацию флюоритовых руд по содержанию в них CaF_2 : бедные руды — от 30 до 40 %, средние — от 40 до 60 %, богатые — от 60 до 85 % и очень богатые — более 85 %.

Оптический флюорит является наиболее ценной и очень редко встречающейся разновидностью плавикового шпата. Промышленность предъявляет высокие требования к оптическому флюориту: 1) размеры кристаллов или их обломков должны быть не менее 10 мм в поперечнике; 2) оптический флюорит должен быть максимально прозрачным, в нем должны отсутствовать трещины, пузыри, свили и включения минералов-спутников. Ценность оптического флюорита заключается в его способности преломлять свет с малым рассеиванием (показатель преломления флюорита для световых волн различной длины сравнительно мало меняется). Оптический флюорит свободно пропускает инфракрасные и ультрафиолетовые лучи, имеет низкий показатель преломления и в нем, как в минерале кубической сингонии, отсутствует явление двупреломления. Эти свойства и используются промышленностью, изготавливающей из флюорита линзы для объективов к микроскопам, призмы для спектрографов, пластинки для приборов, излучающих коротковолновые лучи, и др.

По техническим условиям оптический флюорит в зависимости от размеров кристаллов и их качества делится на четыре сорта (табл. 16).

Таблица 16

Технические требования к оптическому флюориту

Сорт	Минимальный размер, мм	Объем дефектной части кристалла	Допускаемые дефекты
Уникальный	20×20×10	—	Не допускаются
Первый	10×10×5	Не более 10%	Редкие трещины, жидкие и твердые включения
Второй	6×6×6	Не более 20%	То же
Третий	6×6×6	От 20 до 95%	» »

Согласно техническим условиям оптический флюорит в пластинке толщиной 1 мм должен пропускать не менее 80 % потока ультрафиолетовых лучей с длиной волны до 1250 Å.

Флюорит в виде однородных монокристаллов крупного размера встречается в природе очень редко, поэтому во многих странах уже давно стали вестись исследовательские работы по получению синтетических кристаллов прозрачного CaF_2 . Впервые эту проблему

удалось разрешить ВИМСу, который разработал технологию получения искусственного флюорита и успешно внедрил ее в промышленности. По качеству искусственный флюорит не уступает лучшим кристаллам природного флюорита.

Природные кристаллы флюорита низкого качества, не соответствующие техническим условиям на оптическое сырье, используются как исходный материал (шихта) для получения искусственных кристаллов оптического флюорита. К этой категории сырья относятся бесцветные или окрашенные, но без опалесценции кристаллы, их сростки или обломки размером не менее 5 мм по наименьшему измерению.

В капиталистических странах разведанные запасы руд плавикового шпата, годные для эксплуатации, т. е. содержащие CaF_2 не менее 35%, оцениваются в 60 млн. т.

Запасы руд плавикового шпата распределяются среди капиталистических стран следующим образом (в млн. т):

США	22	Франция	3
Мексика	7	Англия	2
Канада	5	Италия	1,5
Испания	5	Африка	0,5

По континентам добыча плавикового шпата распределена неравномерно (табл. 17).

Таблица 17

**Добыча плавикового шпата в капиталистических странах
(по континентам, в тыс. т)**

Континенты	1954 г.	1955 г.	1956 г.	1957 г.	1958 г.	1960 г.	1963 г.
Америка	476,9	566,3	764,8	719,8	576,3	695,5	727
Европа	486,2	497,0	522,5	568,4	532,2	545,6	738
Африка	24,0	30,9	32,8	31,9	43,8	132,4	59
Азия	14,6	15,3	11,2	12,8	7,0	10,5	369
Австралия	—	0,3	0,8	0,7	—	—	—
Всего	1001,7	1109,8	1332,1	1333,6	1159,3	1384,0	1893

Цены на плавиковый шпат зависят от содержания CaF_2 в руде и колеблются от 25 до 60 долларов за тонну (США); отпускные цены на плавиковый шпат в СССР находятся в интервале 15—60 руб. за тонну.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Плавиковый шпат образовывался на различных этапах магматического процесса, начиная от мелкой вкрапленности в интрузивных породах до этапов низкотемпературных гидротермальных процессов,

сопровождающихся образованием сурьмяных и ртутных руд; отложения фтористого кальция известны также в морских бассейнах (ратовкит), где образования его связаны с холодными растворами.

Однако все наиболее крупные промышленные месторождения плавикового шпата можно разделить на следующие генетические типы.

1. Граничные пегматиты (оптический флюорит).

2. Гидротермальные месторождения (высоко-, средне- и низкотемпературные).

1. Пегматитовые тела с крупными полостями, заполненными кристаллами оптического флюорита, мориона, раухтопаза и горного хрусталя, встречаются очень редко. К этому типу относятся, например, отдельные пегматитовые поля, залегающие в гранитных массивах Казахстана.

2. Высокотемпературные гидротермальные месторождения плавикового шпата обычно располагаются в зоне контакта материнских гранитов с вмещающими породами. Около высокотемпературных гидротермальных тел плавикового шпата граниты превращены в грейзены, а известняки — в скарны. Интересно отметить, что для скарных месторождений весьма характерна тесная ассоциация флюорита со светлыми слюдами, турмалином, касситеритом, топазом, криолитом и другими высокотемпературными минералами и бедность кварцем и кальцитом.

3. Среднетемпературные гидротермальные месторождения плавикового шпата располагаются обычно вблизи материнских гранитных массивов. Плавиковый шпат образует массивные и шестоватые агрегаты и сопровождается кварцем, баритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, блеклыми рудами, гематитом и кальцитом. Иногда содержание сульфидов настолько велико, что они являются главным объектом добычи, а плавиковый шпат извлекается попутно. Изменение боковых пород в основном заключается в березитизации, серицитизации и окварцевании. В месторождениях, залегающих в карбонатных породах, особенно ярко проявляется гидротермальный метасоматоз. Примерами могут служить месторождения Абагайтуйское в Забайкалье, Аурахматское в Казахской ССР, Такобское в Таджикской ССР, Амдерма на побережье Карского моря и др.

4. Низкотемпературные гидротермальные месторождения плавикового шпата удалены от материнских гранитных массивов на несколько километров. Флюорит образует параллельно-шестоватые и концентрически-скорлуповатые агрегаты и сопровождается каолинитом, аморфным кремнеземом, пиритом, марказитом, а также иногда значительными количествами сурьмяного блеска и киновари, которые в таких случаях служат предметом разработки. Низкотемпературные гидротермальные месторождения отличаются весьма слабым изменением боковых пород, причем для лежащего бока весьма характерно окварцевание пород, а для всячего — каолинизация. Примерами месторождений этого типа могут быть Калангуйское в Забайкалье и Хайдарканское в Средней Азии.

Необходимо отметить, что все более или менее крупные скопления флюорита и все его известные промышленные месторождения являются гидротермальными образованиями, связанными с магматической деятельностью интрузивного характера.

подавляющее большинство известных месторождений плавикового шпата приурочено к разрывным тектоническим нарушениям сбросового типа. Подобные месторождения носят типичный облик жил, иногда сложных, с апофизами и ответвлениями, протяженность которых зависит от характера рудовмещающей толщи. На форму рудных тел, их мощность и вещественный состав оказывает значительное влияние и петрографический состав вмещающих пород. В этом отношении породы, вмещающие месторождения плавикового шпата, можно разделить на три группы: 1) изверженные, 2) терригенно-осадочные, 3) известняки.

Месторождения плавикового шпата, залегающие в изверженных породах (гранитах, гранодиоритах и порфиритах), в большинстве случаев более или менее выдержаны по мощности, так как вмещающие их породы практически не поддаются метасоматозу.

Некоторые из месторождений плавикового шпата размещаются в осадочных толщах, состоящих из аркозовых песчаников и глинистых сланцев. Залегающие в них жилы плавикового шпата имеют непостоянную мощность. Это объясняется тем, что аркозовые песчаники легко поддаются метасоматическим процессам, а глинистые сланцы почти не реагируют на них. Кроме того, крупно- и среднезернистые песчаники легче дробятся при тектонических нарушениях, чем вязкие и пластичные глинистые сланцы, а поэтому в них образуются более четкие трещины и мощные зоны дробления, благоприятные для движения рудоносных растворов (рис. 50). На основании фактического материала можно сделать вывод, что песчаники, особенно аркозовые, являются породой, благоприятной для формирования жильных тел плавикового шпата.

Наиболее сложной формой обладают рудные тела, залегающие в карбонатных породах. Как известно, карбонатные породы в наибольшей степени подвергаются метасоматическим процессам, а поэтому тела плавикового шпата в них часто приобретают сложную форму, образуя гнезда, линзы и штоки весьма причудливых очертаний. При антиклинальной (куполообразной) структуре залегания карбонатных пород, прикрытых сланцами, плавиковошпатовые тела образуют седловидные жилы, размещающиеся между известняками и сланцами. Глинистые сланцы здесь обычно выполняют роль экранов, подпруживающих гидротермальные растворы (рис. 51). В подобных случаях тектонические трещины являются подводящими каналами для растворов и не контролируют форму рудного тела.

Особняком стоит тип линзовидных залежей, приуроченных к трещинам отслоений пластов известняков в местах их перегибов. На рис. 52 изображены известняки, собранные в складках, в шарнирных частях которых расположены седловидные залежи вкрапленных руд плавикового шпата.

Исследования последних лет показали, что при благоприятных структурах и близости интрузивных массивов, являющихся первоисточником фтористых соединений, процессы гидротермального метасоматоза в карбонатных породах иногда приводят к образованию крупных месторождений плавикового шпата. В зависимости от структуры и прочих геологических особенностей месторождения этого

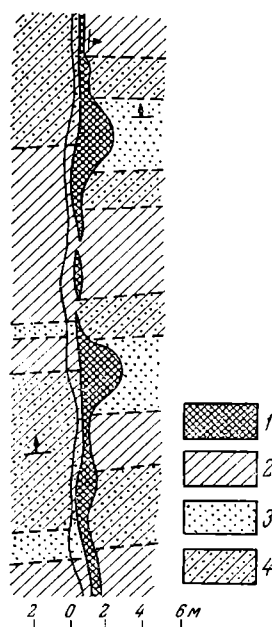


Рис. 50. Жила плавикового шпата с односторонними раздувами в сторону песчаника (разрез по горизонтальной выработке)
По Н. С. Лавровичу

1 — плавиковый шпат; 2 — глинистые сланцы; 3 — крупно- и среднезернистые песчаники; 4 — мелкозернистые песчаники

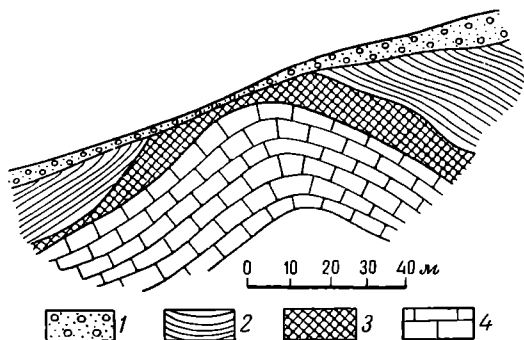


Рис. 51. Схематический геологический разрез куполообразного рудного тела. По Н. С. Лавровичу

1 — наносы; 2 — сланцы; 3 — плавиковый шпат; 4 — известняки

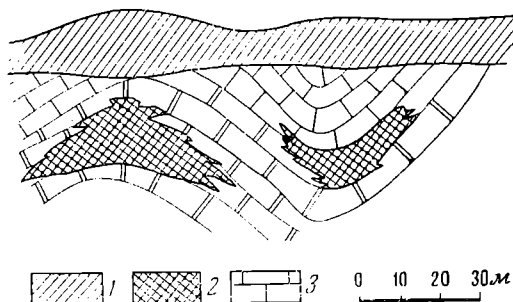


Рис. 52. Схематический геологический разрез линзовидных залежей, приуроченных к трещинам отслоения.
По Н. С. Лавровичу

1 — наносы; 2 — плавиковый шпат; 3 — известняки

типа имеют разнообразную и сложную форму рудных тел. Известны очень мощные трубообразные и штокообразные рудные тела, неправильные пластообразные залежи, жилы и жильные зоны.

Среди жильных месторождений, помимо правильных и сложных жил, встречаются сложные рудные зоны, состоящие из небольших жил и прожилков, а также минерализованные зоны дробления, имеющие характер брекчиевидных рудных тел.

Все описанные выше рудные тела имеют различные размеры; некоторые из известных в СССР жильных месторождений имеют

значительную протяженность. Наиболее крупные из них достигают длины по простиранию свыше 1 км и по падению — нескольких сот метров; мощность жил изменяется от очень незначительной (прожилок) до нескольких метров. Размеры гнездообразных тел также очень различны; отдельные гнезда достигают 10 тыс. м² в продольном сечении.

К жильному типу относится большинство месторождений плавикового шпата в СССР и за рубежом. Таковы месторождения Забайкалья и Средней Азии.

К седловидным и пластообразным месторождениям плавикового шпата относятся некоторые месторождения в Средней Азии и Казахстане.

Вопрос об изменении вещественного состава плавикошпатовых жил с глубиной изучен пока недостаточно. Однако фактические данные, полученные по ряду месторождений СССР, разведанных на глубину до 250—300 м, свидетельствуют об изменении качества плавикового шпата с глубиной и увеличении содержания в нем SiO₂. Так, Н. С. Лаврович (1956) для Калангуйского месторождения на основе химических анализов по нескольким горизонтам установил увеличение количества SiO₂ с глубиной. Кроме того, по данным этого исследователя, в некоторых месторождениях плавикового шпата с глубиной изменяется не только соотношение SiO₂ и CaF₂, но и общий минеральный состав. Так, на ряде месторождений на глубине появляются барит, сульфиды свинца и цинка и кальцит, а на месторождениях, представленных кальцито-флюоритовыми рудами, увеличивается содержание кальцита.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все наиболее крупные месторождения в Советском Союзе сосредоточены в трех районах: Западном Приморье, Восточном Забайкалье и Средней Азии.

В Западном Приморье имеется несколько промышленных месторождений плавикового шпата (Кировское, Ярославское и др.).

В Восточном Забайкалье известно около двадцати месторождений плавикового шпата (Калангуйское, Абагайтуйское, Солонечное; Усуглинское и др.), обеспечивающих главную массу добычи плавикового шпата в СССР в настоящее время.

В Средней Азии и Казахстане главные месторождения плавикового шпата находятся в Таджикской ССР (Такобское, Наугарзанское, Куликолонское и др.), Киргизской ССР (Хайдарканское, Майтурды и др.), Казахской ССР (Таскайнар, Мын-Арал и др.).

Кроме того, месторождения плавикового шпата известны в Западной Сибири (Суенгинское и Ирбинское), на Югорском полуострове (Амдерминское) и на Украине (Покровско-Киреевское в Приазовье, Побужское).

США занимают первое место среди капиталистических стран по запасам и потреблению плавикового шпата и второе место после

Мексике по его добыче. Более 80% этой добычи обеспечивают месторождения, расположенные в районе штатов Иллинойс и Кентукки.

Мексика в последние годы занимает первое место среди капиталистических стран по добыче плавикового шпата. Общие запасы только богатых руд, в которых содержание CaF_2 составляет 50—94%, оцениваются более 7 млн. т. Самые крупные месторождения расположены в штате Герреро и приурочены к минерализованной тектонической зоне на контакте третичных вулканических образований и конгломератов с известняками мелового возраста. Зона прослежена по простиранию на 8 км при ширине до 160 м.

Многочисленные месторождения плавикового шпата известны также и в других районах Мексики, в том числе в штатах Коаула, Чиуауа, Дуранго и др.

В Канаде наиболее крупные запасы плавикового шпата сосредоточены в месторождениях Ньюфаундленда, образование которых связано с интрузией герцинских гранитов. Здесь разрабатываются гидротермальные жильные месторождения, которые обеспечивают большую часть добычи этого полезного ископаемого в стране. Руды отличаются высоким качеством и содержат от 70 до 95% плавикового шпата. Ряд жил прослеживается по простиранию на 1000—1600 м при мощности от 1,2 до 6 м. Добыча осуществляется подземным способом.

Сравнительно крупными запасами плавикового шпата располагает ряд стран Западной Европы, в том числе ГДР, ФРГ, Франция, Англия, Испания и Италия.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Пегматитовые месторождения оптического флюорита. Пегматитовые жилы, содержащие полости с кристаллами оптического флюорита, обычно приурочены к гранитным массивам герцинского возраста. В качестве примера приводится описание, по данным геолога Б. Д. Эфроса (1960), одного из промышленных пегматитовых тел. Оно представляет собой вытянутое округлой формы тело, имеющее в верхней части пологое, а в нижней — крутое падение на юго-запад (рис. 53). В плане пегматитовое тело достигает размеров 30×35 м и прослеживается на глубину до 15 м.

От периферии к центру в пегматитовом теле наблюдаются следующие зоны:

а) графическая зона представлена гранитом крупнографической и радиально-лучистой (венчиковой) структуры. Мощность зоны графического гранита колеблется в пределах 0,5—1 м;

б) пегматоидная зона крупноблоковой структуры, сложенная гигантскими индивидами кварца и микроклина (до 1 м в поперечнике), наблюдается только в северо-восточной части пегматитового тела и отсутствует ниже 3 м от дневной поверхности. Мощность пегматоидной зоны 2—3 м;

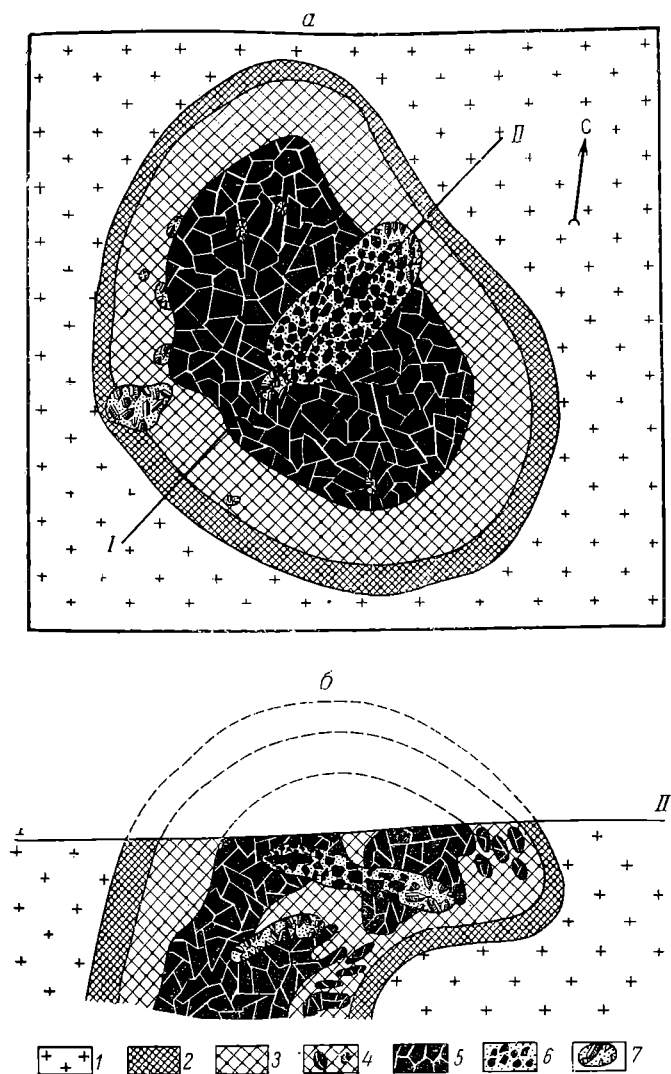


Рис. 53. Пегматитовое тело месторождения оптического флюорита

а — план; б — разрез; По В. Д. Эфросу

1 — граниты; 2 — графическая зона; 3 — полевошпатовая зона; 4 — пегматитовая зона;
5 — кварцевая зона; 6 — гнейсы с кристаллами оптического флюорита; 7 — гнейсы с кристаллами кварца

в) полевошпатовая зона состоит из крупных кристаллов микроклин-пергита, хорошо развита и достигает мощности 6 м;

г) кварцевая зона (ядро) представлена массивным серым и молочно-белым «блоковым» кварцем зернистой структуры. Кварцевое ядро имеет размеры в поперечном сечении 12×22 м.

Большинство полостей с кристаллами флюорита, мориона, раухтопаза и горного хрусталя приурочено к контакту полевошпатовой зоны и кварцевого ядра, однако встречаются гнезда и во всех остальных зонах пегматитового тела. Полости имеют различную форму, но чаще округлую с размерами 0,5—1,5 м в поперечнике. На стенках полостей нередко наблюдается оторочка (в 2—5 см) темно-дымчатого кварца (мориона) в виде крупных уплощенных кристаллов, венчающих «блоки» серого кварца.

Кристаллы флюорита и кристаллы пьезокварца вместе со щебнем зернистого кварца и микроклина располагаются в мелкой «крошке» полевого шпата и вязкой глине бурого цвета.

Уникальный как по размерам, так и по содержанию оптического флюорита погреб расположен на восточном контакте кварцевого ядра и полевошпатовой зоны, под кварцевой «крышей» (см. рис. 53). В краевых частях погреба вместе с флюоритом находятся крупные кристаллы мориона (до 1 м по длинной оси), в центральной части сконцентрированы кристаллы оптического флюорита. Большинство кристаллов флюорита имеет неправильную форму; хорошо образованные кристаллы (октаэдрического и тетраэдрического облика) встречаются редко. Размеры отдельных кристаллов оптического флюорита достигают 0,8 м в поперечнике. Весьма разнообразна окраска минерала — от темно-фиолетовой до бледно-сиреневой, от темно-синей до небесно-голубой и от бледно-желтой до водяно-прозрачной. Основным дефект кристаллов флюорита, снижающий качество сырья, это наличие мелких трещин по спайности. Крупные трещины, окраска минерала, включения обломков полевого шпата и ноздреватость являются второстепенными дефектами.

В парагенезисе с флюоритом наблюдаются кристаллы мориона, раухтопаза и горного хрусталя, встречаются также мусковит, жильбертит, хлорит и альбит.

Взаимоотношения погребов с вмещающими их породами указывают на то, что образование полостей с кристаллами флюорита, мориона, раухтопаза и горного хрусталя происходило после формирования пегматитового тела — в гидротермальную стадию постмагматического процесса.

Гидротермальные (высокотемпературные) метасоматические месторождения. В качестве примера опишем одно из месторождений силикатно-флюоритовых руд. Площадь месторождения сложена известняками и глинистыми сланцами кембрийского возраста, которые собраны в антиклинальную складку меридионального простираения (рис. 54). Ядро антиклинальной складки, сложенное известняками, разбито густой сетью трещин скалывания и отрыва. Трещины скалывания имеют меридиональное простираение и падают навстречу

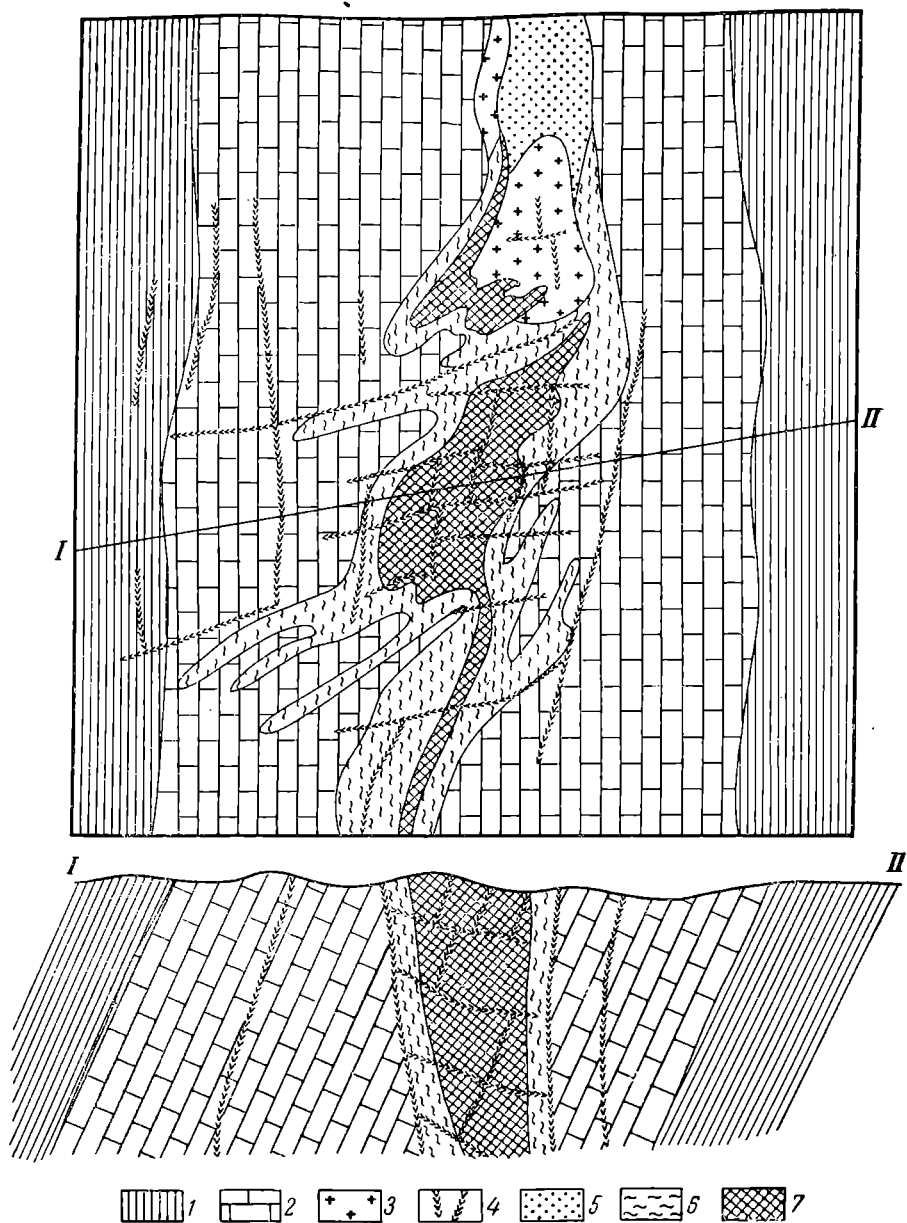


Рис. 54. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения плавикового шпата.
По М. П. Материкову

1 — глинистые сланцы; 2 — известняки; 3 — граниты; 4 — дайки порфиров; 5 — скарны; 6 — сетчатые руды плавикового шпата (оплавленные известняки); 7 — массивные руды плавикового шпата

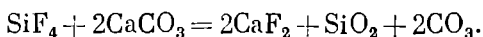
друг другу под углом, близким к прямому; трещины отрыва ориентированы вкрест простирания антиклинали, т. е. в широтном направлении.

В центральной части антиклинальной складки обнажаются мелкие тела лейкократовых гранитов и, кроме того, здесь сосредоточено большое количество даек порфиритов и жил флюорита. Как дайки порфиритов, так и многочисленные жилы и прожилки флюорита располагаются по густой сети сопряженных между собой тектонических трещин. Однако главная масса запасов флюорита находится в центральной трубе, сложенной в основном массивными рудами. В плане рудная труба имеет форму линзы, вытянутой согласно с общим простиранием зоны флюоритовой минерализации. С глубиной площадь поперечного сечения ее несколько уменьшается. Длина линзы, не считая жиллообразных ответвлений, 360 м. Мощность линзы в ее центральной части достигает 200 м. Рудное тело подсечено разведочными выработками до глубины 260 м от дневной поверхности и, вероятно, продолжается на значительную глубину.

Трубообразное рудное тело в основном сложено темно-фиолетовым флюоритом (70—80%) и светлыми слюдами (15—20%) из группы мусковита (парагонит) и лепидолита (циннвальдит). Кроме того, в состав руд входят следующие минералы: турмалин, топаз, криолит, скаполит, кварц, касситерит, сульфиды (молибденит, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит и галенит) и др. Крупные рудные тела имеют зональное строение: центральная часть сложена массивными, а периферическая — сетчатыми рудами.

В участках интенсивной минерализации вмещающие породы несут следы высокотемпературного гидротермального изменения: граниты преобразованы в кварц-топазовые грейзены, глинистые сланцы — в пятнистые биотитовые роговики, а известняки — в скаполитовые скарны.

Образование крупных флюоритовых тел в известняках, а кварц-топазовых жил и прожилков в гранитах объясняется, по-видимому, не различием химизма и источника гидротермальных растворов, а влиянием на характер рудоотложения состава вмещающих пород. Более того, расположение трубообразного тела массивных руд флюорита в толще известняков и четкая зависимость минеральных ассоциаций гидротермально измененных пород от химического состава вмещающей среды указывают на то, что при образовании рудных тел многие компоненты извлекались растворами из боковых пород. Образование флюорита путём метасоматоза известняка проходит по следующей реакции:



Пространственно и генетически месторождение связано с массивом лейкократового гранита, содержащего в качестве постоянных примесей флюорит, топаз, турмалин, апатит, касситерит и другие минералы, входящие в состав рудных тел данного месторождения.

Таким образом, на рассмотренном месторождении локализация рудных тел обусловлена совокупностью магматического, структурного и литологического контроля. По генетическому типу месторождения относится к гидротермальным высокотемпературным месторождениям умеренных глубин.

Гидротермальные (низкотемпературные) жильные месторождения. Месторождения Восточного Забайкалья расположены на обширной площади и приурочены к тектоническим трещинам в самых разнообразных породах: серицит-кварцевых сланцах и кристаллических известняках докембрия и палеозоя, гранитах доюрского возраста, в юрских сланцах и песчаниках и, наконец, в более молодых гранитах послейюрского возраста, с которыми они генетически связаны. Подавляющее большинство месторождений принадлежит к гидротермальному жильному типу, причем некоторые из них относятся к среднетемпературным, другие — к низкотемпературным. Всего здесь в настоящее время известно около двадцати месторождений, из которых наиболее крупными и типичными являются месторождения Калангуйское, Абагайтуйское и Солонечное.

Калангуйское месторождение расположено в породах нижнеюрского возраста, представленных песчаниками, перемежающимися с углистыми и глинистыми сланцами. Песчаники и сланцы залегают с близким к широтному простираaniem и крутым падением на юг. В 1—2 км от рудного поля к северу и востоку толща нижнеюрских осадков прорвана послейюрскими гранитоидными интрузиями. Основной рудоконтролирующей и рудоносной структурой месторождения является крупная тектоническая трещина сбросо-сдвигового характера, секущая вкрест простираания породы юрской толщи (рис. 55). Мощность зоны разлома варьирует от 0,5 до 15—20 м, а по простираанию трещина прослеживается более чем на 1 км. Этот разлом и явился основным вместилищем минеральных образований Калангуя.

Плоскость жиловмещающей трещины имеет волнистый изгиб, поэтому простираание ее в отдельных участках отклоняется от меридионального направления до 15° к востоку и западу. Падение жиловмещающей трещины восточное, но тоже волнистое (флексурообразное): вначале более пологое (65°), а затем, с увеличением глубины по падению, увеличивается и крутизна жилы (85°).

Флюоритовая минерализация наиболее интенсивно проявлена в участках раздувов жилы, которые совпадают с волнистыми изгибами тектонического нарушения как по простираанию, так и по падению жилы. Эти участки раздувов сбросо-сдвига обычно состоят из многочисленных близпараллельных трещин отрыва — пучка трещин. В пережимах промышленные концентрации флюорита отсутствуют; здесь развивается слабо минерализованная брекчиевидная порода. Мощностью флюоритовой жилы в раздувах сбросо-сдвига составляет 6—7 м. Средняя мощность флюоритовой жилы около 1,5 м.

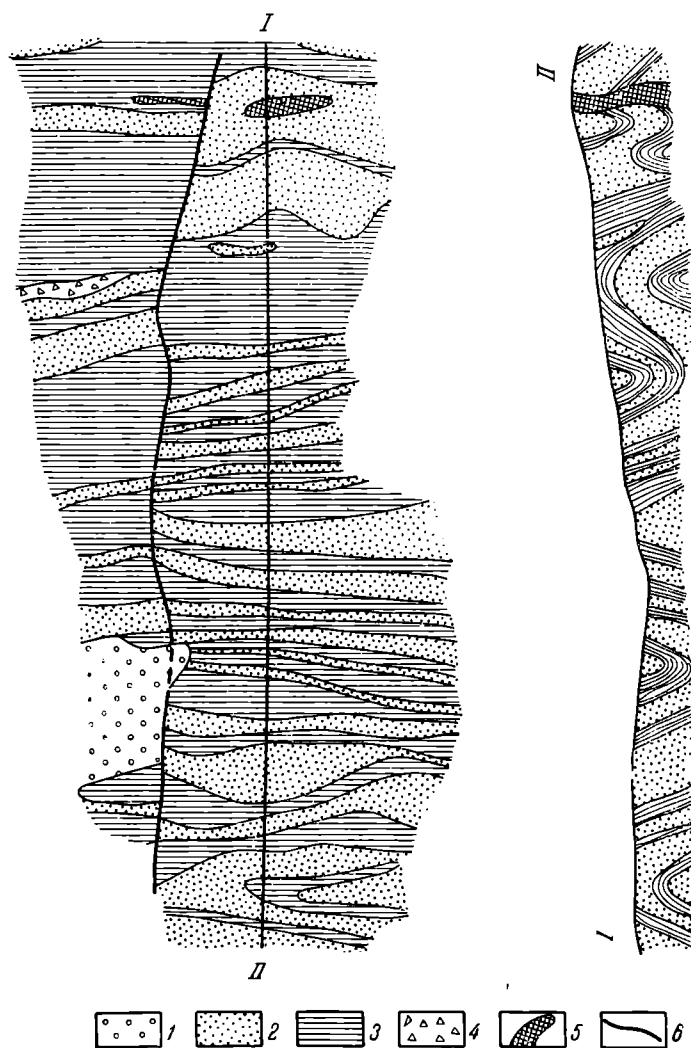


Рис. 55. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Калангуй.
По И. С. Лавровичу

1 — аллювий; 2 — песчанники; 3 — сланцы; 4 — брекчия; 5 — кварцевые тела; 6 — флюоритовая жила

Развитие раздувов рассматривается А. А. Якжиным (1962) как следствие перемещения блоков пород висячего и лежачего боков по волнистой линии сложного тектонического нарушения, в результате которого приоткрывались отдельные участки разлома. С глубиной

наблюдается закономерное уменьшение мощности жилы, что соответствует более прямолинейному и крутому ее падению. Буровыми скважинами флюоритовая жила подсечена на глубине 500 м.

Верхние части жилы в основном сложены флюоритом. С глубиной характер минерализации существенно меняется: количество флюорита убывает, уступая место пириту и марказиту, которые в приповерхностных частях жилы отмечались лишь как минералы-примеси в количествах, не превышающих 2% объема жильной массы. По данным В. С. Кормилицина и А. А. Ивановой (1959), в пределах жилы флюорит и сульфиды располагаются в определенной последовательности (рис. 56). В призальбандовых частях жилы флюорит цементирует обломки боковых пород юрской толщи, образуя кокардовые, почковидные и брекчиевидные текстурные разновидности руд. По мере удаления от зальбандов к центральным частям жилы количество обломочного материала боковых пород в жильной массе быстро уменьшается, а флюоритовые

почки увеличиваются в своих размерах до 1 м в диаметре. Пирит и марказит в основной своей массе сосредоточены в центральных частях жилы, в особенности там, где в массе почковидного флюорита сохраняются открытые полости. Стенки таких полостей покрыты корками, друзами и почками пирита и марказита. Последовательная смена минеральных агрегатов в пространстве обусловила симметричное строение главной жилы Калангуйского месторождения.

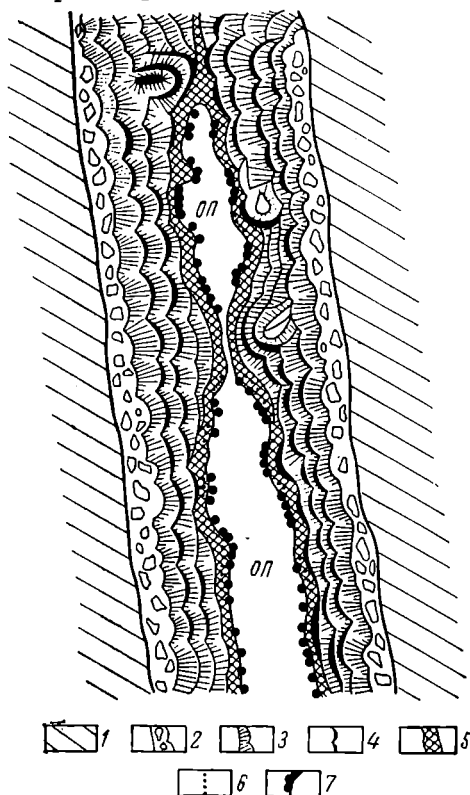


Рис. 56. Схема строения Калангуйской флюоритовой жилы (поперечный разрез). По В. С. Кормилицину и А. А. Ивановой

1 — боковые породы; 2 — призальбандовые брекчии боковых пород с флюоритовым цементом; 3 — радиально-лучистые почковидные агрегаты шестоватого флюорита; 4 — зоны криптокристаллического фарфоровидного флюорита; 5 — корки крупнокристаллического пирита; 6 — места скопления мелкозернистого пирита; 7 — сферолитовые агрегаты марказита; ОП — открытые полости

Особый интерес представляют флюоритовые руды и их текстуры. Наиболее распространены на месторождении почковидные, кокардовые, корковые и другие сложные текстурные разновидности флюоритовых агрегатов. Все они имеют полосчатое или концентрически-зональное строение, обусловленное многократным чередованием полос дымчатого шестоватого флюорита с полосами белого или светло-серого мелкозернистого непрозрачного флюорита, который забайкальскими геологами выделяется под названием «фарфоровидный флюорит».

Почки и полосы, сложенные прозрачным крупнокристаллическим флюоритом, в пределах всего месторождения имеют одинаковое строение: слагающие их индивиды флюорита резко вытянуты по длинной оси и ориентированы перпендикулярно поверхности нарастания. Длина шестоватых индивидов флюорита, а следовательно, и ширина полос колеблется от долей до 10—15 см. В основании зон прозрачного флюорита наблюдаются четкие зоны геометрического отбора, что указывает на формирование таких агрегатов в условиях свободной кристаллизации (без участия коллоидных растворов).

Фарфоровидный флюорит представляет собой механическую смесь мельчайших зерен флюорита, кварца и обломков вмещающих пород — каолинизированных даек, песчаников и углистых сланцев. Вся эта масса обломков цементируется мелкозернистым флюоритом. Мощность зон фарфоровидного флюорита варьирует от долей до 10—15 мм. Количество таких зон не поддается точному учету, так как руды частично брекчированы, почки обломаны, причем обломки и цемент имеют полосчатое строение.

Характерная особенность Калангуйского месторождения заключается и в том, что минералоотложение здесь происходило в условиях многократного и резкого приоткрывания трещин со сбросо-сдвиговыми перемещениями стенок. Это приводило к загрязнению гидротермальных растворов тонкообломочным материалом, к аномальной кристаллизации минералов, образованию золь и периодическому возникновению нисходящего движения растворов в результате увеличения объема трещины (Иванова, 1965).

Процессы околожильных изменений достаточно четко и интенсивно проявлены во вмещающих породах и особенно в сильно раздробленных контактах жилы. Наиболее широко развита зона каолинизированных пород со стороны висячего бока жилы; здесь она местами достигает 10—20 м. В лежащем боку жилы наблюдается окварцевание пород, которое связано не только с привнесом кварца и окремнением пород, но и с выщелачиванием отдельных компонентов из них и в связи с этим — с относительным обогащением породы кварцем.

Гипергенными процессами вызвана лимонитизация приконтактных участков, каолинизация их по трещинам и некоторое побеление в связи с инфильтрацией поверхностных вод в призальбандовых сильно нарушенных участках. Поскольку приконтактные зоны жилы и само жильное тело сильно раздроблены, то они представляют

собой активный дренажный канал, чем и объясняется большой приток воды в шахты месторождения, составляющий 250—300 м³/час.

В целом по жильному телу содержание флюорита колеблется в пределах от 60 до 95%, составляя в среднем 75—85%. Флюорит имеет значительную крепость и при добыче получается в подавляющем количестве кусков материал от 3 до 30—40 см в поперечнике. Таким образом, в основной своей массе флюорит с применением обогащения только путем ручной сортировки может удовлетворять по своему качеству черную металлургию.

Генетический тип Калангуйского месторождения — гидротермальный, низкотемпературный.

ЛИТЕРАТУРА

Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. Госгеолтехиздат, 1963.

Гудков А. С. [и др.]. Основы поисков и разведки месторождений пьезооптических минералов. Госгеолтехиздат, 1963.

Иванова А. А. и Кормилицин В. С. О механизме образования некоторых рудных тел на примере Калангуйского флюоритового месторождения. В сб.: «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1, Прага, 1963.

Иванова А. А. Генетические особенности флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья и их значение в практике поисково-разведочных работ. Тезисы докладов Второй научн. конф. геолог. секции им. В. А. Обручева, Чита, 1965.

Кормилицин В. С. и Иванова А. А. Сульфидно-флюоритовые руды Калангуйского месторождения и их генезис. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1959, ч. 88, вып. 4.

Лавровиц Н. С. Плавиковый шпат. Госгеолтехиздат, 1956. (Оценка месторождений при поисках и разведке, вып. 16.)

Панов Б. С. Флюорит в Донецком бассейне. Изд. Харьковского ун-та, 1965.

Смольянинов Н. А. Флюоритовые месторождения Средней Азии. Мат-лы Тадж.-Памирской экспедиции АН СССР, вып. 27, 1935.

Шерешевский А. И. Плавиковый шпат (флюорит). Госгеолтехиздат, 1960.

Щеглов А. Д. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Зап. Забайкалья. «Геология рудных месторождений», 1961, № 3.

Эфрос Б. Д. Месторождения оптического флюорита. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1960, ч. 89, вып. 2.

Якжин А. А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.

Глава 12

БАРИТ И ВИТЕРИТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Барит — минерал, представляющий собой сульфат бария (BaSO_4); состав химически чистого минерала: BaO 65,7%; SO_3 34,3%. В виде изоморфных примесей встречаются стронций и кальций. Разновидности с высоким содержанием стронция называют баритоцелестином. Изредка встречаются разности, богатые свинцом

и радием (хокутолит). Из посторонних примесей устанавливаются иногда окислы железа, глинистые и органические вещества.

Размеры кристаллов барита сильно колеблются. Агрегаты крупнозернистого барита легко измельчаются в связи с хорошей спайностью и в промышленности носят название «мягких» руд, в отличие от плотных мелкозернистых агрегатов, которые относят к категории твердых руд. Иногда встречаются прозрачные крупные кристаллы оптического барита, но в большинстве случаев они замутнены газово-жидкими включениями и сильно трещиноваты.

Витерит представляет собой природный карбонат бария (BaCO_3) с теоретическим составом BaO 77,7%, CO_2 22,3%. Для витерита характерны зернистые, шестоватые, шарообразные и гроздевидные агрегаты. Хорошо сформированные и крупные кристаллы витерита в природе встречаются очень редко.

По физическим свойствам (цвету, твердости, удельному весу) барит и витерит весьма сходны. Удельный вес чистых минералов колеблется в пределах 4,3—4,6. Твердость 2,5—3,5, причем витерит более твердый. Цвет барита бывает белый, сероватый, голубоватый, желтый, розовый, бурый, красный в зависимости от характера и количества примесей. Витерит имеет цвет от белого до желтого («медового»). Блеск обоих минералов стеклянный, переходящий в смолистый.

По химическому составу и свойствам барит и витерит резко различны. Барит практически нерастворим в воде, слабых минеральных кислотах и органических растворителях. Витерит же легко разлагается под действием даже слабых кислот и относительно хорошо растворим в воде.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Основными технологическими свойствами барита и витерита являются большой удельный вес и высокое содержание бария.

В сочетании с некоторыми другими качествами высокий удельный вес барита обуславливает применение его во всех нефтепромышленных странах в качестве утяжелителя глинистых растворов при бурении скважин. Барит применяется также в качестве утяжелителя в специальных сортах тяжелой твердой резины, тяжелой бумаги и картона, а также в пластмассах.

Из прочих свойств барита существенное практическое значение имеют:

- 1) белизна, обуславливающая применение барита в лако-красочной промышленности в качестве основного сырья для производства литопона, а также в качестве белой основы для светлых цветных красок и различных лаков. Благодаря белизне барит используется в производстве специальных сортов белой бумаги;

- 2) химическая инертность барита служит основанием для его применения в качестве инертного наполнителя в бумаге, резине,

красках, лаках и др. Она играет также важную роль в применении барита в буровых глинистых растворах;

3) высокая адсорбционная способность в отношении X-лучей обуславливает использование барита в составе специальных штукатурок и бетонов, применяемых для изоляции рентгеновских кабинетов, а также введение его как добавки в состав резины, предназначенной для перчаток, которыми пользуются в рентгентехнике;

4) ядовитость бариевых соединений (в том числе и природного карбоната бария — витерита) используется для борьбы с грызунами (дератизация); хлористый барий является классическим видом инсектицида;

5) прозрачные и крупные кристаллы барита используются в технике как пьезооптическое сырье.

Технические требования, предъявляемые к бариту и витериту различными отраслями промышленности, определяются областью применения их и регламентируются специальными техническими условиями соответствующих отраслей промышленности.

Согласно ГОСТ 4682—49 товарный барит (кусковой и молотый) делится на четыре сорта (табл. 18).

Таблица 18

Технические требования к товарному бариту

Показатели	Содержание в пересчете на сухое вещество, %			
	Высший сорт	Первый сорт	Второй сорт	Третий сорт
Содержание BaSO_4 не менее . . .	95	90	85	80
Содержание SiO_2 не более . . .	1,5	2,5	4	Не нормир.
Содержание Fe_2O_3 не более . . .	0,5	1,5	3	» »
Содержание растворимых в воде солей не более	0,3	1	1	1

Реакция водной вытяжки для барита высшего, первого и второго сортов должна быть нейтральная; для третьего сорта реакция водной вытяжки не нормируется.

Химическая промышленность использует барит и витерит в производстве бариево-цинковых белил и при производстве различных солей и препаратов бария. Технические условия к бариту, используемому в качестве химического сырья, определены ГОСТом (см. табл. 18), согласно которому для химической промышленности предназначается барит не ниже второго сорта. Цвет барита должен удовлетворять эталону, согласованному с потребителем.

В производстве резины барит применяется в тонкомолотом виде как наполнитель в смесях на базе естественного растительного каучука. Качественно барит для этого назначения должен соответство-

вать следующим требованиям: содержание BaSO_4 98—99%, CaO не более 0,36%, R_2O_3 следы, Mn , Cu и Pb отсутствуют.

К бариту, применяемому как наполнитель в бумаге, предъявляются следующие требования: высокая белизна и отсутствие окрашивающих примесей железа и марганца, полное отсутствие свинца и минимальное содержание кварца, оказывающего вредное воздействие на фабричную аппаратуру.

Самым крупным потребителем барита является нефтяная промышленность, в которой барит используется в качестве утяжелителя глинистых растворов при бурении нефтяных и газовых скважин, при проходке пластов, отличающихся высоким газовым давлением, или горизонтов, угрожающих обвалами в связи с рыхлостью пород. Для нефтяной промышленности качество барита должно быть следующим: удельный вес утяжелителя 4,0—4,2, содержание водорастворимых солей не более 0,35%, в том числе солей двух- и трехвалентных металлов не более 0,05%. Кварц является вредным компонентом в барите в силу высокой абразивной способности и низкого удельного веса.

Природные руды барита и витерита, как правило, не отвечают изложенным выше требованиям промышленности и почти всегда нуждаются в обогащении для повышения в промышленном продукте содержания бария и понижения содержаний вредных компонентов. Руды различных типов в разной степени поддаются обогащению. Наиболее легко обогатимы глинисто-баритовые и песчано-баритовые руды. По опытным данным для Джалаирского месторождения обогащение руд этого типа оказывается рентабельным при среднем содержании BaSO_4 около 20% и бортовом содержании около 15%.

Труднее обогащаются кварц-баритовые и флюорит-баритовые руды, особенно при тонком проращении слагающих руду минералов. Опытные данные, полученные при исследованиях таких руд на месторождениях Грузии и Казахстана, показывают, что рентабельное обогащение кварц-баритовых и барит-флюоритовых руд возможно при содержании BaSO_4 не ниже 35—40%. Баритовые руды, содержащие окислы железа, обогащаются наиболее трудно и только при благоприятных структурах руды и определенном составе железистых минералов.

Для витеритовых руд, используемых в химической промышленности, предусмотрены следующие качественные показатели: содержание BaCO_3 не менее 36%; нерастворимый остаток, состоящий в основном из BaSO_4 не более 56%; содержание R_2O_3 не более 1,5%; содержание кальциевых солей в пересчете на CaO не более 7%.

Значительные различия минерального состава и структур природных руд барита и витерита требуют для каждого крупного месторождения проведения специальных лабораторных исследований обогатимости руд, результаты которых должны быть положены в основу промышленной оценки данного месторождения.

В 1961 г. производство товарного барита в СССР достигло 450 тыс. т. Из них на долю собственно баритового сырья приходится

около 15%, остальное количество падает на концентраты, полученные из барит-полиметаллических руд.

Современная структура потребления барита в Советском Союзе такова: на долю нефтяной промышленности приходится 54%, химической — 40% и прочих — 6%.

Мировая добыча товарного барита по континентам распределена неравномерно (табл. 19).

Таблица 19

Динамика мировой добычи (без СССР) товарного барита
(в тыс. т)

Континенты	1956 г.	1960 г.	1962 г.	1963 г.	1964 г.	1965 г.
Северная Америка	1735	1129	1460	1250	1340	1450
Европа	811	1073	982	970	940	1230
Южная Америка	49	184	210	210	210	210
Африка	62	136	130	131	140	180
Азия	24	39	104	110	117	120
Океания	7	22	14	9	13	10
Всего	2688	2583	2900	2680	2750	3200

Наибольшее количество барита добывается и потребляется в США. В 1963 г. собственное производство барита составляло в США 720 тыс. т. Однако его было недостаточно для полного удовлетворения потребности страны и поэтому США в этом году дополнительно импортировали 520 тыс. т из Канады, Перу и других стран.

Первое место по добыче барита среди капиталистических стран занимает США, затем следуют ФРГ, Канада, Мексика, Перу, и т. д.

Цены на товарный барит в СССР изменяются в зависимости от сорта руды от 10 до 30 руб. за 1 т; примерно такие же цены на барит и в США.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Элемент барий распространен в природе относительно в небольшом количестве. Его весовой кларк — 0,05 — соответствует среднему содержанию бария в изверженных породах, с которыми барит и витерит связаны пространственно и генетически. Главная масса рассеянного в земной коре бария присутствует в ней в составе некоторых калиевых полевых шпатов и слюд, однако концентрация BaO в этих минералах незначительна: бариевый олигоклаз — 7,3%, ортоклаз и адуляр — 3%, бариевые мусковит и биотит соответственно — 9,89 и 6,84%.

Из многих известных в природе барийсодержащих минералов промышленное значение имеют лишь два, в которых концентрация

бария достигает десятков процентов: это природный сульфат бария — барит и его карбонат — витерит.

Приуроченные к верхним зонам земной коры жильные и линзовидные месторождения барита и витерита пространственно и генетически связаны с интрузивами кислых и щелочных массивов. По мнению И. И. Никшича (1926), А. Л. Любимова (1946), В. И. Лебедева (1959) и других исследователей, эти минералы выделились из гидротермальных растворов, которые в постмагматический период выносили барий в форме растворимых солей из магматического очага. Такими растворами, по данным этих исследователей, являлись хлориды (BaCl_2) и сульфиды (BaS). Выпадение бария из гидротермальных растворов в виде нерастворимого сульфата происходило благодаря химическому взаимодействию этих восходящих (ювенильных) растворов с боковыми породами и с нисходящими (вадозовыми) растворами, содержащими свободную серную кислоту — продукт окисления сульфидов, рассеянных в породах приповерхностной зоны (Никшич, 1926).

Другие исследователи считают, что источником бария в гидротермальных месторождениях являются боковые породы, вмещающие жилы и линзы барита. Так, например, Р. Бертлингом еще в 1911 г. убедительно доказано, что при формировании большинства жильных месторождений барита ФРГ барий выщелачивался гидротермальными растворами из кристаллических пород, богатых барийсодержащими полевыми шпатами и слюдами, которые в пределах этих месторождений содержат BaO до 6%.

Проблема генезиса месторождений витерита является еще более сложной. При детальном изучении барит-витеритовых месторождений установлены следующие факты: 1) из двух бариевых минералов первичным является только барит; 2) в барит-витеритовых рудах очень часто встречаются псевдоморфозы витерита по бариту; 3) отдельные крупные кристаллы барита иногда пересечены густой сетью тончайших трещин, залеченных витеритом; 4) грани кристаллов барита бывают инкрустированы мелкими кристалликами витерита; 5) витерит никогда не встречается отдельно от барита; 6) на глубину по падению рудных тел в распределении барита и витерита не наблюдается каких-либо ясно выраженных закономерностей.

На основании этих данных исследователи считают, что барит является первичным минералом, образовавшимся из гидротермальных растворов, а витерит — вторичным, возникшим путем замещения барита.

По мнению некоторых ученых (Р. Спенсер, 1910 г.; С. Смит, 1922 г. и др.), процесс превращения барита в витерит обусловлен воздействием на сульфатную форму бария гидротермальных растворов кислых и щелочных магм, содержащих углекислые щелочи (калия и натрия).

В природе витерит довольно часто сопутствует бариту, но, как правило, в рудах встречается в виде ничтожных примесей; такие руды обычно называют баритовыми. Барит-витеритовые руды

с преобладанием карбонатной формы барита над сульфатной редки и известны только в Англии, США, ФРГ и СССР. Значительно чаще встречаются (и опять-таки в пределах тех же стран) витерит-баритовые руды с преобладанием барита над витеритом.

Все известные промышленные месторождения барита и витерита по условиям образования можно разделить на три генетических типа: 1) гидротермальные; 2) месторождения выветривания; 3) осадочные.

1. Гидротермальные месторождения барита и витерита, как правило, являются переходными от средне- к низкотемпературным образованиям. По способу выпадения барита и витерита из гидротермальных растворов и условиям залегания рудных тел среди месторождений этого генетического типа выделяют: а) жильные или линзообразные тела выполнения открытых полостей; б) метасоматические залежи. При этом жилы, линзы и метасоматические залежи иногда встречаются в пределах одного рудного поля или месторождения.

Жилы, линзы и баритовые брекчии — наиболее широко распространенный тип баритовых и единственный в настоящее время известный промышленный тип витеритовых месторождений.

Жилы и линзы приурочены обычно к крупным тектоническим зонам, в которых они выполняют открытые трещины в осадочных, изверженных и метаморфических породах. Отдельные жилы простираются по простиранию до 1—2 км, чаще же по всей тектонической зоне следуют короткие жилы и линзы, располагающиеся цепочкой или кулисообразно оперяющие главную плоскость разрывного нарушения. Мощности жил и линз непостоянны и изменяются от долей метра до нескольких метров.

Образование чередующихся раздувов и пережимов рудных тел как по простиранию, так и по падению объясняется перемещением блоков вмещающих пород по изогнутым плоскостям трещин скалывания или отрыва. В расположении рудных линз и раздувов жил в пределах минерализованной зоны разлома наблюдается определенная закономерность: вытянутость под некоторым, довольно значительным углом к падению, т. е. склонению.

Предельная глубина баритового оруденения в жильных месторождениях не установлена, так как ни одно из крупных месторождений достаточно на глубину не разведано и не изучено.

В СССР жильный тип месторождений наиболее широко развит в Закавказье, где наблюдается большая концентрация жил значительной мощности и протяженности. Жильный тип месторождений широко представлен также на Северном Кавказе, в Средней Азии (барит-витеритовые месторождения Туркмении), в Казахстане, Хакасии (Красноярский край) и др.

Тектонические трещины некоторых зон разлома заполнены обломочным материалом, который сцементирован баритом и витеритом, в результате чего образуются так называемые баритовые брекчии. Брекчиевые зоны с баритовым и витеритовым цементом довольно

часто встречаются в жильных трещинах, а поэтому данный вид рудных тел не является самостоятельным, а занимает промежуточное положение, но ближе находится к жильному типу. Однако в некоторых провинциях, например в Северной Америке, встречаются большие площади распространения баритовой брекчии, что сближает подобные месторождения с пластовыми залежами.

Метасоматические залежи формируются в процессе замещения баритом карбонатных пород, а поэтому они располагаются преимущественно в известняках и доломитах. Метасоматический тип баритовых месторождений встречается значительно реже жильного и только в некоторых странах имеет самостоятельное значение в баритовой промышленности. Метасоматические месторождения известны в Бельгии, ФРГ, США, в СССР — не имеющие промышленного значения залежи в Бакальском районе на Южном Урале.

В жильных и метасоматических залежах минералами-спутниками барита являются кварц, кальцит, пирит, сфалерит и флюорит; флюорит в баритовых рудах присутствует далеко не всегда и в разных количествах. В жилах и линзах барит и витерит обычно сосредоточены в верхних частях крутопадающих тел, которые с глубиной более или менее быстро обогащаются кальцитом и кварцем.

2. Месторождения выветривания образуются путем разрушения в поверхностных условиях коренных месторождений барита и витерита. Месторождения выветривания являются обычно элювиальными или делювиальными россыпями и представляют собой толщи глин и суглинков, содержащие обломки вмещающих пород и мономинерального барита или же глыбы и куски баритовой руды, представленной типичными для коренных месторождений минеральными ассоциациями. Наиболее крупные глыбы барита в силу большого удельного веса последнего концентрируются в нижнем слое элювия и делювия. Вследствие легкой обогатимости таких руд они используются при весьма низких содержаниях барита в рудной массе (при 15—20% содержания BaSO_4). Месторождения подобного типа известны на Урале (элювиальные россыпи Медведского месторождения) и в Казахстане (делювиальные россыпи Джалаирского месторождения). Крупные месторождения подобного типа известны также и в США в штатах Миссури, Джорджия и Калифорния. Здесь они служат одним из важнейших сырьевых источников барита.

3. Осадочные месторождения барита представляют собой довольно типичные химические осадки в водных бассейнах. Они сложены пластовыми или линзообразными телами мономинеральных баритовых или сульфидно-баритовых руд мощностью от долей метра до нескольких метров, залегающими среди осадочных пород. Барит часто окрашен органическими соединениями в черный цвет; в качестве примесей могут присутствовать различные сульфиды, а иногда ванадий и стронций. Примером такого типа может служить единственное разрабатываемое в мире осадочное месторождение

Мегген (ФРГ). Месторождение представляет собой обширную пластовую залежь, в почве которой находятся сланцы среднего девона, а висячем боку — известняки верхнего девона. Залежь образует мульд, сильно осложненную мелкими складками и сбросами. В средней части мульды залежь имеет мощность от 1,5 до 6 м; к краям она постепенно выклинивается. Темно-серым от присутствия большого количества битумов баритом сложены лишь восточная и западная части залежи. По направлению к центру в нижней части залежи появляется также содержащий битумы серный колчедан, мощность которого постепенно возрастает; в центральной части пирит слагает залежь на всю мощность, полностью вытесняя барит.

Месторождение Мегген образовалось осадочным путем в мелководном бассейне, в который с суши приносились водные растворы Fe и Ba. В центральной части бассейна при взаимодействии с H_2S из растворов выпадал пирит; в краевых частях, где H_2S окислялся в H_2SO_4 , отлагался барит. В виде примеси в рудах присутствуют сульфиды цинка и свинца.

В СССР к этому типу можно отнести мало изученные проявления барита в осадочных толщах Северного Кавказа и юго-восточного края Устюрта, а также очень крупное разведываемое Пальникское месторождение в 125 км к юго-западу от г. Воркуты (верхний девон).

Самостоятельные месторождения витерита, как уже отмечалось, относительно редки. У нас известно пока одно промышленное месторождение витерита в Туркменистане (Арпакленское). Самые крупные месторождения витерита находятся в Англии (Ситтлингстрэн). Они приурочены к толще сланцев и песчаников карбона. В США разрабатывается довольно крупное витерит-полиметаллическое месторождение Эль-Порталь.

Из приведенных примеров видно, что баритовые месторождения могут залегать в породах различного возраста. Некоторые исследователи, однако, считают, что практически наиболее интересные месторождения генетически связаны со среднепалеозойскими и нижнеюрскими интрузиями.

Размеры месторождений барита очень разнообразны. Запасы руд многих из них достигают миллионов тонн. Известны месторождения, в которых запасы исчисляются десятками, а в отдельных — даже сотнями миллионов тонн руды.

Практическую ценность могут представлять, однако, и небольшие месторождения, особенно мономинерального типа. На практике известна разработка таких месторождений с запасами всего в несколько десятков тысяч тонн. Важно, чтобы условия добычи были благоприятны, а руда содержала значительный процент барита и не требовала обогащения. Небольшие месторождения комплексных и относительно бедных полиметаллических руд могут иметь промышленное значение в том случае, когда они расположены вблизи уже действующей обогатительной фабрики (Черносвитов, 1963).

В СССР месторождения барита сосредоточены в нескольких районах.

В Грузии имеется крупная сырьевая база в бассейнах рек Цхенис-Цхали, Риони, Квирили и Тквибули. Здесь на площади в 1200 км² насчитываются десятки крупных месторождений и сотни баритовых жил протяженностью до 1—2 км, значительной мощности, мономинерального типа, с баритом, содержание в котором BaSO₄ достигает иногда 97—98%. Характерно отсутствие окварцевания барита с глубиной по падению жил.

В Азербайджане, близ г. Кировабада, в эксплуатации находится Човдарская группа месторождений. Здесь развиты мономинеральные месторождения, однако со значительно меньшим числом жил, чем в Грузии. Барит невысокого качества, так как наблюдается быстрое окварцевание и кальцитизация жил с глубиной.

Порфиристо-туфогенная серия юры, к которой приурочены месторождения Грузии и Азербайджана, прослеживается и в Северной Армении, где с ней связано барит-полиметаллическое оруденение Аллавердского района. В настоящее время производится разведка некоторых месторождений Аллавердского района на барит.

Палеозойские бариты Западной Армении (Ереванская группа) характеризуются высоким (свыше 20%) содержанием кремнезема.

В Средней Азии (включая Южный Казахстан и Киргизию) имеются месторождения различного типа. В Юго-Западной Туркмении (Каракалинский район) известен ряд баритовых и барит-витеритовых месторождений, в том числе очень крупное — Арпаклен, разрабатывающееся в течение нескольких лет.

Крупное месторождение Бадам в Южном Казахстане (барит-флюоритового типа) пока не разрабатывается из-за технологической проблемы разделения барита и флюорита.

В Центральном Казахстане баритовое оруденение выражено очень ярко, но изучено пока недостаточно. В районе Джезказгана имеются жилы барита с содержанием BaSO₄ до 95%. В Карагандинской области обнаружены жильные месторождения мономинерального типа с баритом среднего качества, заметно окварцованным, но иногда высокой белизны (Тургеневское месторождение).

Многочисленные, но не крупные месторождения барита Урала, по мнению А. Л. Любимова (1946), экономически выгодно разрабатывать только при условии попутного извлечения из руд минералов-спутников барита (золота, серебра, меди и т. д.).

На Алтае (Змеиногорский район) имеются остатки в основном выработанных жильных месторождений (барит — серебро) и старые отвалы, откуда барит хорошего качества (BaSO₄ до 98%) отсортировывается для лакокрасочной промышленности.

Важное значение имеют месторождения Салаира, подразделяющиеся на две группы: собственно Салаирскую и Урскую. В первой из них имеются мощные линзы с барит-полиметаллическими рудами,

во второй — золотоносные баритовые сыпучки. В обоих случаях барит получается попутно при добыче свинца и цинка или золота.

В Красноярском крае (Хакасская авт. обл.) разрабатываются четыре небольших жильных месторождения мономинерального типа (Чапсордаг, Саксыр, Таптан-Туразы, Тирек-Сук).

Месторождения Севера изучены слабо. Наиболее интересно Пальникское месторождение осадочного генезиса с тремя пластами барита до 4 м мощностью среди верхнедевонских отложений. Заслуживают изучения и разведки месторождения обоих морских побережий Кольского полуострова (мономинеральное и барит-полиметаллическое оруденение).

Месторождения барита в зарубежных странах довольно широко распространены в обоих полушариях, однако хорошо разведаны и изучены они лишь в США и Европе (ФРГ, Италия, Англия).

Из зарубежных стран, располагающих природными ресурсами барита, добыча сосредоточена преимущественно в странах, где месторождения барита расположены в ближайшем соседстве с морем (в Италии на островах Сардиния и Сицилия), или располагают выходом к нему по внутренним водным путям (ФРГ, месторождения Вестфалии), или, наконец, в странах, располагающих значительным внутренним рынком сбыта (США).

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Салаирская группа месторождений. К этой группе относится ряд барит-полиметаллических месторождений (Первый, Второй и Третий Салаирские рудники, Кварцитовая Сопка, Первомайское, Соленое, Новоурское и др.), расположенных по северо-восточному склону Салаирского кряжа. Месторождения известны давно и разрабатывались на золото и серебро в середине XIX столетия. Эксплуатация их на свинец, цинк и барит началась в 1936 г., с пуском обогатительной фабрики. В настоящее время Салаирская группа является важной базой баритового сырья СССР.

Район месторождения сложен нижнепалеозойскими осадочными и эффузивными образованиями, смятыми в складки северо-восточного простирания, которые осложнены многочисленными разрывными нарушениями. Из интрузивных пород установлены диабазы и кварцевые кератофиры, имеющие ограниченное распространение.

Рудные тела приурочены к толще эффузивных кератофиров, порфиров и их туфов, нередко преобразованных гидротермальными и динамометаморфическими процессами в кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы. Рудные тела представляют собой неправильной формы линзы и жилы, выполняющие тектонические трещины. Размеры их нередко значительны. Так, на втором Саралинском руднике мощность рудной линзы 47 м, а глубина оруденения 300 м.

Барит месторождений Салаирской группы крупно- и мелкозернистый, обычно серого и желтого цвета. Наиболее богатые BaSO_4 руды, как правило, располагаются в верхних частях жил (до глу-

бины 100 м) и содержат в среднем 58,6% барита, 16,1% кварца, 12% сфалерита, 1,3% галенита, незначительное количество пирита, хлорита, серицита, а также примесь золота и серебра.

Бедные руды представляют собой окремненные кварц-серицитовые сланцы с вкрапленностью барита, сфалерита и других сульфидов. Эти вкрапленные руды располагаются в лежащих боках крупных рудных жил, иногда они образуют самостоятельные тела.

Средний химический состав руды, поступающей для переработки на обогатительную фабрику, следующий: BaSO_4 50—55%, SiO_2 15—20%, ZnS 6,5—7%; PbS 0,8—1,2%; CaCO_3 0,8% и FeS_2 2—3%. Остающиеся хвосты после свинцовой и цинковой флотации содержат 60—65% BaSO_4 .

По генетическому типу эти месторождения относят к среднетемпературным гидротермальным, а по характеру минеральных ассоциаций — к барит-полиметаллическим.

Кутаисская группа месторождений. Кутаисская группа, объединяющая Жонетское, Кировское, Меквенское, Гведское и ряд других месторождений, расположена на территории Грузинской ССР, в 18 км к северу от г. Кутаиси.

Район месторождения сложен интенсивно дислоцированными метаморфическими, осадочными и изверженными породами различного возраста. Однако баритоносные участки приурочены исключительно к порфирит-туфогенной серии средней юры и представляют собой заполненные баритом секущие тектонические трещины. Простираание жил непостоянное, падение крутое — до 60—90°. Прослеживаются они на значительное расстояние, иногда до 1,5—2,0 км.

Некоторые исследователи отмечают связь между длиной жил по простираанию и физико-механическими свойствами вмещающих пород: в участках, где вмещающие породы представлены кластическим рыхлым материалом, длина жил относительно незначительная, в плотных же породах она превышает 1 км. Жилы отличаются невыдержанной мощностью как по простираанию, так и по падению, с чередованием раздувов (4 м и более) и пережимов, доходящих до полного выклинивания. В среднем мощность их колеблется в пределах 0,3—1,0 м.

Жилы нередко имеют брекчиевидное строение и содержат включения вмещающей породы, в той или иной мере измененные гидротермальными процессами. В мономинеральных баритовых жилах наблюдается полосчатое строение, обусловленное чередованием зон крупнолистоватого и мелкозернистого барита.

Часто устанавливается разветвление основных жил на серию мелких прожилков. Глубина оруденения более 250 м, так как на этом горизонте существенного изменения в минеральном составе жил и их мощности не наблюдается. Преобладающий тип жил чисто баритовый, реже барит-кальцитовый. Минералами-спутниками как в тех, так и в других являются: кварц, кальцит, в меньшей степени — пирит, халькопирит, иногда галенит.

Барит преимущественно белый, реже желтоватый, иногда встречается красный, розоватый, серый и дымчатый. В рудах содержание чистого BaSO_4 варьирует от 81,61 до 98,57%, SiO_2 от 0,25 до 8,32%, Fe_2O_3 от 0,03 до 2,13%, CaO от 0,24 до 4,98%.

Арпакленская группа месторождений. В состав этой группы входят месторождения Арпаклен, Кумыш-Таш, Курчун-Таш, Ак-Кая и другие, располагающиеся в Каракалинском районе Туркменской ССР, на западных отрогах хр. Копет-Даг. Большое значение этот баритоносный район приобрел после 1928 г., когда было открыто и разведано наиболее крупное Арпакленское месторождение.

Территория Арпакленской группы месторождений сложена исключительно осадочными породами, преимущественно мелового возраста, представленными известняками, песчаниками и глинистыми сланцами.

В тектоническом отношении район месторождения характеризуется развитием куполообразных складчатых структур широтного простирания, формирование которых связано с предплиоценовой фазой тектогенеза. Вся эта складчатая система осложнена многочисленными тектоническими разрывными нарушениями — взбросами, сбросами и сдвигами, с которыми пространственно и связано оруденение бариевыми минералами, а также некоторыми сульфидами металлов. Главным образом здесь развиты тектонические трещины двух направлений: одно параллельное складчатости района (широтное), другое — секущее складчатость почти под прямым углом (меридиональное); барит-витеритовое оруденение приурочено в основном к тектоническим трещинам скалывания меридионального направления.

В районе известно несколько десятков месторождений, среди которых имеются как чисто баритовые, развитые преимущественно в восточной части района, так и витерит-баритовые, характерные для его западной части. По форме баритовые залежи представляют собой перемежающиеся и раздувающиеся жилы мощностью до 2—3 м и длиной до 15—20 м, часто выклинивающиеся и вновь появляющиеся в той же тектонической зоне. В составе собственно баритовых жил, кроме барита, в небольших количествах и не всегда встречаются кварц, халцедон, пирит и халькопирит.

Витерит-баритовые жилы несколько более мощные и протяженные, что объясняется приуроченностью их к повторно приоткрывавшимся тектоническим трещинам; в результате повторных приоткрываний происходило наращивание жильомещающих полостей как в продольном, так и в поперечном направлениях. Витерит в таких трещинах концентрируется преимущественно в раздувах, выполняет трещины и пустоты в ранее образовавшемся баритовом рудном теле, образует псевдоморфозы по бариту и местами почти полностью замещает последний. Помимо названных выше минералов, в витерит-баритовых телах обнаруживаются отдельные кристаллы и небольшие скопления галенита и сфалерита, кальцита и цеолитов.

Типичным существенно витеритовым является месторождение Арпаклен, расположенное в 35 км к юго-востоку от районного центра Кара-Кала. Оно приурочено к мощной сбросовой зоне, проходящей в песчаниках и глинистых сланцах мелового возраста. Минерализованная зона прослеживается на протяжении более 4 км и имеет ширину 25—30 м. Барит-витеритовые тела располагаются среди заполняющего минерализованную зону брекчиевидного материала, имеют жиллообразную форму и мощность от десятых долей метра до 5—8 м. В составе рудных тел участвуют витерит, барит, кварц, кальцит и в небольших количествах присутствуют сульфиды свинца и цинка.

Барит Арпакленского месторождения представлен преимущественно чистой белой разновидью, изредка он окрашен окислами железа в розоватые тона. Содержание BaSO_4 в барите изменяется от 92,78 до 96,78%.

Витерит встречается нескольких разновидностей, из которых наилучшей по качеству является «медовая», т. е. обладающая желтоватым оттенком и слабо просвечивающая, плотная, имеющая содержание чистого BaCO_3 до 93%. Широко распространенная белая мелкозернистая разновидность витерита относится к более бедной и загрязненной примесями, причем содержание BaCO_3 подвержено большим колебаниям.

Барит и витерит в Арпакленской группе месторождений считаются переходными от среднетемпературных гидротермальных руд (баритовые жилы) к низкотемпературным (витеритовые тела). Гидротермальные растворы поднимались вдоль разрывных тектонических зон, где в открытых трещинах вначале отлагались сульфиды, затем барит и в заключительную стадию — витерит.

Витерит образовался метасоматическим путем по бариту после новых тектонических разрывных нарушений. Последние вызвали раздробление уже сформировавшихся сульфидно-баритовых жил и открыли пути для проникновения новых порций растворов, обогащенных углекислотой. Источник гидротермальных растворов не ясен, так как ближайшие выходы изверженных пород известны лишь на расстоянии около 150 км от района месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Б е ж а н ш в и л и Н. Барит. В сб.: «Минеральные ресурсы Грузии». Тбилиси, 1933.

Д и б к о в В. Ф. Барит и витерит. В кн.: «Курс месторождений полезных ископаемых» (под ред. П. М. Татарникова и А. Г. Бетехтина). Госгеолтехиздат, 1964.

Л ю б и м о в А. Л. Барит и витерит. В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, 1943.

Л ю б и м о в А. Л. Барит и витерит. Госгеолиздат, 1946. (Требование промышленности к качеству минерального сырья, вып. 11.)

Н и к ш и ч И. И. Бариты бассейна р. Сумбара в Туркменской республике. Мат-лы по общ. и прикл. геол., вып. 113, 1926.

Розанов Ю. А. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям барита и витерита. Госгеолтехиздат, 1956.

Сидоренко А. В. Генезис витеритов Западного Копет-Дага. Докл. АН СССР, нов. серия, 1947, т. 55, № 2.

Черносвитов Ю. Л. Барит и витерит. Госгеолтехиздат, 1963. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 11, изд. 2.)

Шендерей Г. Ф. Баритовые месторождения Западно-Сибирского края. Вест. Зап.-Сиб. геол.-разв. тр., вып. 3—4, Томск, 1932.

Глава 13

ИСЛАНДСКИЙ ШПАТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Исландским шпатом называется прозрачная разновидность кальцита, образовавшаяся в кристаллических индивидах или сростках кристаллов. По составу исландский шпат представляет собой карбонат кальция CaCO_3 , состоящий из 56% CaO и 44% CO_2 . Однако в природном исландском шпате обычны изоморфные примеси Mg , Fe , Mn , реже Pb , Zn , Sr , Ba . Кроме них часто присутствуют механические примеси, содержащие Si и Al . Количество главных примесей измеряется сотыми долями процента, что свидетельствует об относительно высокой чистоте минерала.

Исландский шпат кристаллизуется в тригональной сингонии и относится к дитригонально-скаленоэдрическому виду симметрии. Из простых форм обычными являются ромбоэдры, скаленоэдр, гексагональная призма и пинакоид.

Исландский шпат одноосен ($2V = 0$); двупреломление в натровом свете $n_m - n_p = 0,1720$. Другим важным оптическим свойством является высокая прозрачность исландского шпата в видимой части спектра и пропускаемость ультрафиолетовых лучей в диапазоне 2100—3700 Å.

Исландский шпат часто бывает окрашен в желтый, чайный, лимонный, розовый, голубоватый, фиолетовый и другие цвета. При воздействии ультрафиолетового, катодного и рентгеновского облучения многие его кристаллы люминесцируют в желтых, оранжевых, фиолетовых, розовых и малиновых тонах. Несмотря на большую хрупкость, исландский шпат довольно пластичен, чем объясняются происходящие в нем явления скольжения и сдвигов, приводящие к образованию механических двойников.

Наиболее важным физико-химическим свойством исландского шпата является его растворимость в воде и некоторых кислотах, особенно полная — в соляной кислоте. Растворение в соляной кислоте происходит бурно, с шипением даже на холоду.

При прокаливании кристаллы исландского шпата трескаются и затем диссоциируют с выделением CO_2 ; в атмосфере воздуха температура диссоциации приблизительно равна 800°C .

Дефекты кристаллов. Все природные кристаллы исландского шпата в той или иной мере содержат дефекты, частично ограничивающие или даже полностью исключающие их применение в оптической промышленности. Сюда входят дефекты, образования которых происходило одновременно с ростом кристаллов исландского шпата (окраска, двойники, включения, свиля) или в результате позднейших механических и термических воздействий (трещины, механические двойники, вторичные включения).

О к р а с к а. Исландский шпат относится к группе аллохроматических минералов, окраска которых вызвана наличием определенных примесей — хромофоров. Розовый цвет, например, объясняют примесью марганца, синий — присутствием пирита, зеленый — включениями хлоритов, серый — наличием органических примесей и т. д.

Д в о й н и к и. Исландский шпат обнаруживает очень хорошую способность к двойникованию. Причиной возникновения первичных двойников является послеслойное отложение молекул на зародышевых кристаллах, оказавшихся в двойниковом положении (Е. Е. Флинт, 1952 г.), а также резкое изменение физико-химического состояния минералообразующих растворов. Вторичные двойники в исландском шпате образуются в результате скольжения молекулярных слоев с поворотом оптических осей на $52^{\circ}30'$.

В к л ю ч е н и я. По своему агрегатному состоянию включения в исландском шпате могут быть твердыми и жидкими.

Твердые включения представлены кристаллами и осколками парагенетических минералов, дисперсными примесями углистых и глинистых веществ, а также обломками вмещающих пород.

Жидкие включения в кристаллах исландского шпата широко распространены и достигают крупных, подчас уникальных размеров — до нескольких кубических сантиметров. Жидкие первичные включения обычно приурочены к плоскостям, параллельным былым граням и ребрам кристаллов, или располагаются в центральных частях кристаллов без видимой закономерности. Жидкие включения содержат газовую фазу, возникшую в результате последующего изменения термодинамических условий, понижения температуры и уменьшения объема жидкости. Наличие газового пузырька дает возможность определить минимальную температуру кристаллизации исландского шпата путем искусственного нагревания кристалла и фиксации температуры гомогенизации первичного включения. Скопление таких мельчайших включений, возникших при быстром росте кристаллов из пересыщенных растворов, вызывает появление тонко замутненных участков в виде легкой дымки, вуалей и облачков, а также сплошной замутненности. Последняя значительно снижает прозрачность исландского шпата, являясь основным дефектом некоторых месторождений.

С в и л и. Свилями называются аномалии оптических свойств, проявляющиеся в местном изменении показателя преломления и величины двупреломления разных участков кристалла. Поэтому их

наличие является серьезным техническим дефектом кристаллического сырья. Свилы распространены в исландском шпате из месторождений в известняках и почти отсутствуют в кристаллах из месторождений в траппах.

Трещины являются одним из самых распространенных дефектов. Их появление обусловлено хрупкостью и совершенной спайностью исландского шпата. Дефектность сырья, вызванная трещинами, во многом зависит от интенсивности их развития и расположения в кристаллах. При беспорядочном и интенсивном развитии трещин полностью нарушается монолитность кристаллов и их прозрачность.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Широкое применение исландского шпата в оптической промышленности обусловлено очень высоким двупреломлением и прозрачностью кристаллов. Из исландского шпата изготавливаются специальные приспособления для поляризации света — так называемые поляризационные призмы, являющиеся незаменимой частью оптической системы поляризационных приборов. Известно около 200 различных видов поляризационных приборов, область применения которых весьма разнообразна. Они используются при кристаллооптических исследованиях: для изучения оптических свойств минералов (поляризационные микроскопы), исследования вращения плоскости поляризации (поляриметры), установления характера поляризации (полярископы), при фотометрических измерениях спектров поглощения кристаллов (фотометры и спектрофотометры), при звукозаписи и стереографической проекции, в оптико-телеграфной и военной аппаратуре (дальномеры и др.), в пищевой промышленности для определения содержания сахара (сахариметры), для определения мутности окраски и концентрации некоторых растворов (колориметры, нефелометры) и т. д. Однако наибольшее количество исландского шпата используется для изготовления призм к поляризационным микроскопам, для чего требуется кристаллическое сырье очень высокого качества.

Согласно общим требованиям оптически годным считается исландский шпат, обладающий следующими качествами: 1) полной прозрачностью, отсутствием зональности, грубой замутненности, трещин и двойников; 2) полной или частичной бесцветностью; 3) полным или частичным отсутствием твердых и жидких включений, тонкой замутненности и свилей.

Полученный в результате обогащения кондиционный материал в виде спайных ромбоэдров должен иметь минимальные размеры $23 \times 23 \times 14$ мм. Наиболее желательны для промышленности кристаллы исландского шпата, имеющие бездефектную область размером $30 \times 30 \times 14$ мм и выше (табл. 20), позволяющие изготовить целую призму Франка—Риттера; при этом отпадает необходимость прибегать к трудоемкой технологии изготовления составных призм и достигается экономия оптического материала.

Технические требования к исландскому шпату

Сорт	Минимальный размер, мм	Допускаемые дефекты	Примечания
Уникальный Первый	30×30×14	Отсутствуют	Максимальный размер не лимитируется
	23×23×14	Очень слабая и равномерная окрашенность в розоватый, лимонный и желтоватые цвета	Допускаемые дефекты влияют на сортность только в случае их нахождения в участках спайных ромбоэдров, из которых выпиливается деталь
Второй	23×23×14	Слабая окрашенность в розовый, лимонно-желтый цвета с незначительной неравномерностью распределения окраски. Мелкие единичные твердые и жидкие включения. Одиночные свили	В остальных участках (углах спайных ромбоэдров) любые дефекты во внимание не принимаются
Третий	23×23×14	Интенсивная и неравномерная окрашенность. Свилы. Мелкие рассеянные включения	

Промышленное значение месторождения зависит от величины среднего содержания исландского шпата в продуктивной породе и во всей горной массе, подлежащей выемке при добычных работах. Стандартных требований к минимальному промышленному содержанию исландского шпата в горной массе нет, и в каждом отдельном случае оно определяется с учетом конкретных особенностей месторождения (размеров, горнотехнических условий, качества сырья и т. п.) и принятой системы обработки. Для приближенного определения пользуются сравнением данного объекта с разрабатываемыми месторождениями, находящимися в сходных горнотехнических условиях. Обычно кондиционное содержание исландского шпата измеряется первыми десятками граммов на 1 м³ горной массы.

Ценность месторождения во многом зависит от качества исландского шпата, так как в оптической промышленности применяется главным образом бесцветное кристаллическое сырье уникального и первого сорта. Вследствие этого даже небольшие месторождения высококачественного исландского шпата могут представлять значительно больший интерес, чем крупные месторождения с низкосортным, плохо обесцвечивающимся сырьем.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Исландский шпат образуется только в гидротермальных месторождениях, причем все промышленные месторождения относятся к низкотемпературным образованиям, возникшим на малых глубинах.

По геологическим условиям образования и минеральным ассоциациям внутри низкотемпературных гидротермальных месторождений можно выделить две генетические группы: 1) месторождения, связанные с эффузивными и интрузивными породами трапповых формаций; 2) месторождения, залегающие в карбонатных породах, чаще всего в известняках.

1. Месторождения трапповых формаций имеют наибольшее практическое значение и являются основными источниками добычи исландского шпата как в Советском Союзе, так и за границей. Сюда относятся широко известные месторождения Исландии и Южной Африки, длительное время снабжавшие исландским шпатом мировой рынок, и все крупнейшие месторождения СССР, расположенные на Сибирской платформе.

Эти месторождения связаны с эффузивными покровами, гипабиссальными интрузиями долеритов и их туфами. Они образованы гидротермальными растворами, являющимися поствулканическими дериватами основной магмы, и характеризуются своеобразной низкотемпературной минеральной ассоциацией, включающей кальцит, натрово-кальциевые цеолиты (морденит, гейландит, томсонит и др.), анальцим, минералы группы кремнезема (опал, халцедон), хлориты, гидрослюда, монтмориллонит, иногда сульфиды (пирит, марказит, халькопирит).

В областях распространения траппов месторождения исландского шпата встречаются только в туфах и основных магматических породах (базальтах, долеритах). Гидротермальная минерализация в туфах обычно проявляется на участках их максимальной трещиноватости и дробления. При этом все промышленные скопления исландского шпата находятся среди гидротермально измененных пород, переработанных иногда до полной потери своего первоначального облика.

Месторождения исландского шпата в лавовых покровах встречаются только в породах определенной текстуры: мандельштейнах и шаровых лавах. Благодаря большой пористости и наличию крупных первичных пустот эти породы весьма благоприятны для обогащения циркулирующих в них гидротерм окисью кальция и кристаллизации исландского шпата в пустотах. Плотные базальты в средних и нижних частях покровов трудно проницаемы для гидротермальных растворов, а поэтому совершенно не минерализованы.

2. Месторождения исландского шпата в карбонатных породах имеют большое распространение и известны во многих районах мира. Вмещающими породами являются главным образом известняки и лишь в редких случаях мергели (Северный Кавказ). Возраст этих пород самый различный — от верхнего протерозоя (Тува) до верхнего мела (Северный Кавказ).

Промышленное значение месторождений в карбонатных породах сравнительно невелико. Это объясняется крайне неравномерным содержанием полезного компонента, весьма прихотливой формой шпатовых тел и очень малым выходом кондиционного сырья, вслед-

ствие чего большинство месторождений нерентабельно для разработки.

Генезис месторождений исландского шпата в карбонатных породах некоторыми учеными (П. А. Земятченский, 1902 г.; И. Г. Баранов, 1934 г.; П. П. Пилипенко, 1940 г.) связывался с деятельностью вадозовых вод. Однако в настоящее время большинство исследователей считают их гидротермальными, что хорошо обосновывается следующими фактами: локализацией месторождений исландского шпата в районах интенсивного проявления гидротермальной деятельности; связью месторождений с тектоническими структурами определенного возраста; двухфазовыми включениями растворов в кристаллах исландского шпата; парагенетическими ассоциациями, содержащими такие минералы, как киноварь, антимонит и халькопирит.

Месторождения исландского шпата в карбонатных породах связаны с гидротермальной деятельностью гранитоидной и щелочной магм. Они тяготеют к районам развития интрузий кислого и среднего состава и сопутствующих им проявлений низкотемпературной рудной или барит-флюоритовой минерализации. Следует отметить, что эти месторождения образованы телетермальными растворами и обычно не обнаруживают тесной пространственной связи с интрузивными массивами.

На контакте со шпатоносными жильными телами известняки перекристаллизованы, а в зонах разломов превращены в известково-кальцитовую брекчию. Кроме того, вмещающие известняки содержат скопления красных и бурых глин, часто заполняющих гнезда с исландским шпатом. Образование глин связано с растворением известняков ювенильными и вадозовыми водами и освобождением находящихся в них примесей глинистых частиц. Некоторые, обычно тонкие глины сингенетичны исландскому шпату и бывают включены в его кристаллы. В других случаях глина была привнесена после образования исландского шпата. Заполняющая полости глина играет важную роль для сохранения кристаллов исландского шпата от действия агентов выветривания.

Кроме кристаллов кальцита и глинистого материала в шпатоносных гнездах иногда встречаются и другие парагенетические минералы: флюорит, сидерит, барит, кварц, киноварь, антимонит, халькопирит, пирит и марказит.

Таким образом, месторождения оптического кальцита всегда залегают в породах, богатых известью, что, несомненно, указывает на важнейшую роль химического состава вмещающих пород в процессе образования кристаллов исландского шпата.

Детальными исследованиями А. В. Скропышева (1955) убедительно доказано, что гидротермальные углекислые растворы широко заимствовали кальций из боковых пород, выщелачивая его на путях своей циркуляции. Следы взаимодействия растворов с боковыми породами отчетливо выражены не только в известняках, но и в основных изверженных породах и их туфах, где окись кальция извлекается из плагиоклазов и вулканического стекла.

Россыпных месторождений исландский шпат, как правило, не об-
разует, так как его кристаллы по своим механическим свойствам не
выдерживают сколько-нибудь длительного переноса и во вторичном
залегании быстро разрушаются.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К месторождениям трапповых формаций относятся многочислен-
ные месторождения бассейна р. Нижней Тунгуски (Скалы Суслова,
Шпат, Поледжикит, Нидымское и др.) и бассейна р. Вилюя (Алам-
джахское, Джекиндинское и др.), а также на р. Индигирке. Все
указанные месторождения приурочены к эффузивам и интрузивам
основной магмы, в которых исландский шпат образует гнездообраз-
ные и жилые скопления, иногда достигающие довольно значи-
тельных размеров.

К месторождениям в карбонатных породах принадлежит значи-
тельное количество месторождений, расположенных в различных
районах Советского Союза: у Байдарских ворот в Крыму; на Кав-
казском хребте, в его северо-западном окончании (Новороссийская
группа) и на северных склонах (Чалыкское и Хамышинское место-
рождения); в Закавказье (Цакурское месторождение в Нагорном
Карабахе); в Средней Азии (Маргузорское, Машанское и Кулико-
лонское в Гиссарском и Зеравшанском хребтах); на Памире (Буз-Те-
ре); в Казахстане (отроги Майдантальского хребта); в Тувинской
автономной области (Верхне-Адырбутское, Нижне-Адырбутское,
Жинхемское и др.).

Основными источниками добычи исландского шпата за границей
являются многочисленные месторождения Исландии и Южной Аф-
рики, которые пространственно и генетически тесно связаны с поро-
дами трапповой формации.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения Сибирской платформы. Эти месторождения гене-
тически и пространственно связаны с нижнемезозойской трапповой
формацией, в состав которой входят пирокластические образования,
лавовые покровы и гипабиссальные интрузии основной магмы. Гра-
ница распространения траппов в общем совпадает с контуром Тун-
гусской синеклизы, охватывающим среднее течение р. Ангары, зна-
чительную часть бассейнов рек Нижней и Подкаменной Тунгусок
и верховьев рек Хеты, Котоя и Вилюя. Основная масса траппов пред-
ставлена оливиновыми базальтами и долеритами. Интрузивные трап-
пы обычно залегают в виде силлов, штоков и даек, причем для осадоч-
ных хорошо слоистых палеозойских пород наиболее характерны
согласные пластовые интрузии, а в туфах чаще встречаются различ-
ные секущие тела.

Все месторождения исландского шпата Сибирской платформы
по своему генезису являются гидротермальными и образованы цир-

куяцией поствулканических горячих растворов, отлагавших своеобразный комплекс минералов: кальцит, натрово-кальциевые цеолиты (морденит, натролит, гейландит, десмин, шабазит и др.), анальцим, апофиллит, кварц, халцедон, опал, хлориты, гидрослюда, монтмориллонит, иногда сульфиды (пирит, марказит, халькопирит). Парагенетические минеральные ассоциации и характер изменения вмещающих пород позволяют предполагать, что ипсатобразующие растворы состояли в основном из воды, насыщенной углекислотой. Они активно взаимодействовали с боковыми породами, вызывая их цеолитизацию и хлоритизацию, и дополнительно обогащались кальцием, главным образом в результате выщелачивания основных плагиоклазов в туфах, базальтах и долеритах.

По составу вмещающих пород, особенностям генезиса и структурным признакам Е. Я. Киевленко (1957) выделяет четыре типа промышленных месторождений: 1) месторождения в зонах дробления туфов; 2) месторождения, связанные с секущими интрузиями траппов; 3) месторождения в мандельштейнах; 4) месторождения, связанные с шаровыми лавами.

Месторождения в зонах дробления туфов известны по р. Илимеев возле устьев ее небольших притоков — рек Янгуракты, Куктуле и Огнекона (Эвенкийский национальный округ). Все они находятся в агломератовых туфах, залегающих, по-видимому, вблизи мест извержения, и лишены непосредственной связи с трапповыми интрузиями.

Зоны дробления обычно имеют крутое падение, сравнительно небольшую мощность (от 1 до 15 м) и по простиранию прослеживаются на несколько десятков метров. Раздробленные породы сцементированы выделениями гидротермальных минералов, глинистым материалом и иногда сильно измененной стекловатой лавой.

Среди минералов цемента преобладает мелкозернистый, а также пестоватый и крупнокристаллический кальцит, жилы и прожилки которого скрепляют обломки туфов на месторождениях Куктуле и Огнекон. Кроме него присутствуют сульфиды (пирит, марказит, халькопирит) и анальцим. Очень характерно ничтожное количество цеолитов и слабое развитие минералов группы кварца.

Исландский шпат образует гнездовые скопления в местах крупноглыбового дробления туфов, наиболее благоприятных для возникновения больших пустот (рис. 57). Его кристаллы обычно слабо окрашены в лимонно-желтый цвет, но легко обесцвечиваются после кратковременного облучения ультрафиолетовым светом. Самым распространенным их первичным дефектом являются мельчайшие пылевидные включения, видимые только при шестикратном увеличении.

Описанные месторождения формировались в местах интенсивного развития в туфах сопряженных систем трещин скалывания и отрыва, служивших путями циркуляции гидротерм. Процессы гидротермального минералообразования начались с кристаллизации жильного кальцита, сульфидов и анальцима, затем сменились стадией свободного роста крупных кристаллов исландского шпата.

Месторождения, связанные с секущими интрузиями траппов известны в бассейне верхнего течения р. Вилюя — по рекам Аламджаху, Джекинде и Мархае (Якутская АССР). Они приурочены к небольшим штоко- и жиллообразным телам



Рис. 57. Минерализованная зона дробления туфогенных пород. Восточная Сибирь. По Б. А. Борзакову

1 — мелкообломочный туф; 2 — крупнокристаллический полупрозрачный кальцит; 3 — исландский шпат

и коротким дайкам, сложенным долеритами, долеритовыми порфири-тами и тешенитами. Подобные тела представляют собой интрузии так называемых жерловых фаций, располагающихся в пределах вулканических горловин.

Скопления исландского шпата в таких месторождениях находятся в зонах гидротермального изменения траппов, очень сильно цеолитизированных и превращенных в пироксен-цеолитовые и эпидот-цеолитовые породы. Положение минерализованных зон контролируется структурно-тектоническими факторами. Так, например, на Аламджахском месторождении гидротермально измененные породы на-

блюдаются вдоль разлома на протяжении более 400 м, а максимальная гидротермальная минерализация локализована в месте пересечения жилообразного траппового тела с дайкой долеритового порфирита, внедрившейся по этому разлому. На Джекиндинском месторождении пироксен-цеолитовые породы образовались в трещиноватой апикальной части жилообразной интрузии (рис. 58).

В минеральном составе шпатоносных зон доминируют цеолиты (гейландит, десмин, сколецит, натролит, томсонит), в значительно меньшем количестве встречаются кальцит, анальцит, эпидот, хлорит и некоторые другие минералы.

Кристаллы исландского шпата выполняют пустоты тектонического происхождения в гидротермально измененных породах и отличаются большими размерами и высоким качеством. На Джекиндинском месторождении были обнаружены уникальные монокристаллы весом до 1500 кг, совершенно бесцветные и обладавшие высокой светопропускаемостью в ультрафиолетовой области спектра.

Гидротермальный процесс, приводивший к образованию подобных месторождений, протекал в несколько стадий. Вначале происходила гидротермальная переработка траппов, сопровождавшаяся анальцитизацией плагиоклазов. По мере насыщения растворов кальцием эта стадия сменилась отложением кальциево-натровых цеолитов, а затем кристаллизацией в полостях кальцита и исландского шпата.

Месторождения в мандельштейнах. Мандельштейны составляют верхние части базальтовых покровов и представляют собой миндалекаменные стекловатые породы, застывшие при непосредственном соприкосновении с атмосферой. Мощность зоны мандельштейна обычно колеблется от одного до нескольких метров и мало зависит от мощности всего покрова (рис. 59).

Многочисленные миндалины мандельштейна целиком или частично выполнены халцедоном, кальцитом, хлоритом, палагонитом, монтмориллонитом, цеолитами. Кроме них иногда наблюдаются крупные свободные полости размером до 1,5 м в поперечнике.

Скопления исландского шпата тяготеют к трещиноватым сильно минерализованным участкам мандельштейна. Ввиду большой пористости и наличия первичных пустот мандельштейны весьма благоприятны для обогащения циркулирующих в них растворов окисью кальция и для свободной кристаллизации исландского шпата. В тектонических трещинах базальтов образуются только жилы плотного халцедона и тесно сросшегося крупнозернистого кальцита, хотя иногда здесь встречаются и кристаллы оптического качества.

Самым обычным спутником исландского шпата в таких месторождениях является жильный яшмовидный халцедон; из других минералов распространены анальцит, гейландит и десмин. Исландский шпат находится в гнездах, обычно расположенных со стороны внешнего бока пологопадающих халцедоновых жил (месторождение Шпат), либо связан с существованием кальцитовыми, халцедон-кальцитовыми и цеолит-кальцитовыми жилами и прожилками. Кристаллы

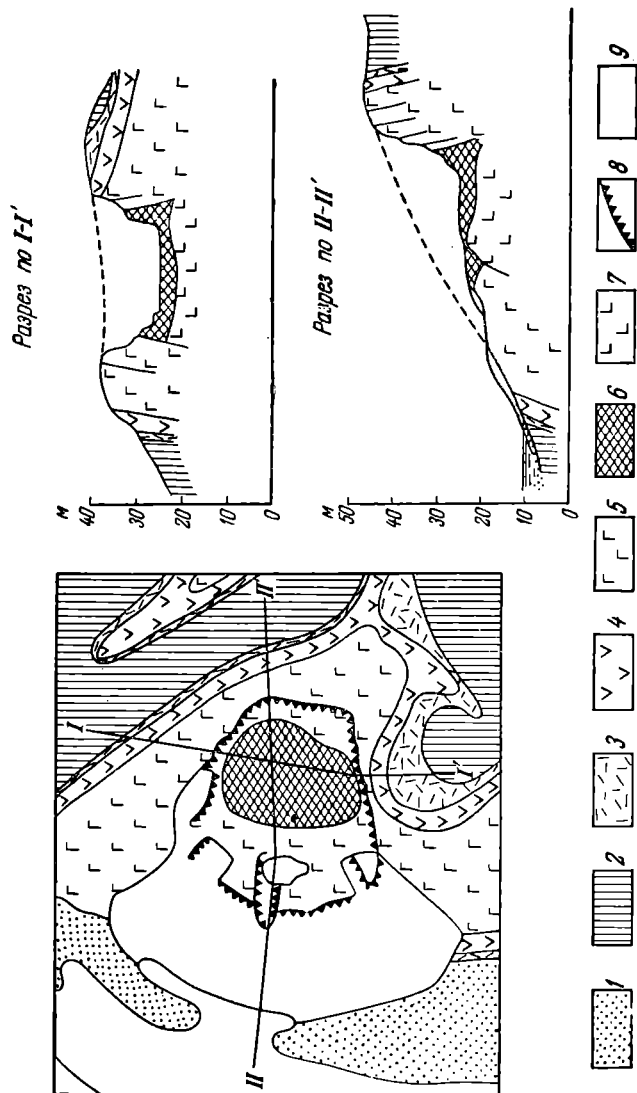


Рис. 58. Схематический план месторождения истадского шпата, связанного с интрузией долерита.

По К. Ф. Гурьянову

1 — аллювий; 2 — минерализованные агломератные туфы; 3 — краевые долеритовые порфиры; 4 — мелко- и среднезернистые долериты; 5 — среднезернистые габбро-долериты; 6 — пироксен-целиковая порода; 7 — тешениты, монцониты; 8 — контур карьера; 9 — отвалы

исландского шпата обычно сдвойникованы и в различной степени окрашены в желтый цвет.

Месторождения такого типа возникли в результате деятельности гидротермальных растворов, поднимавшихся по зонам тектонической трещиноватости и разломам в лавовой толще. Интенсивное минералообразование происходило главным образом в мандельштейнах и в шаровых лавах, представляющих для этого наиболее благоприятную среду в химическом и структурном отношении.

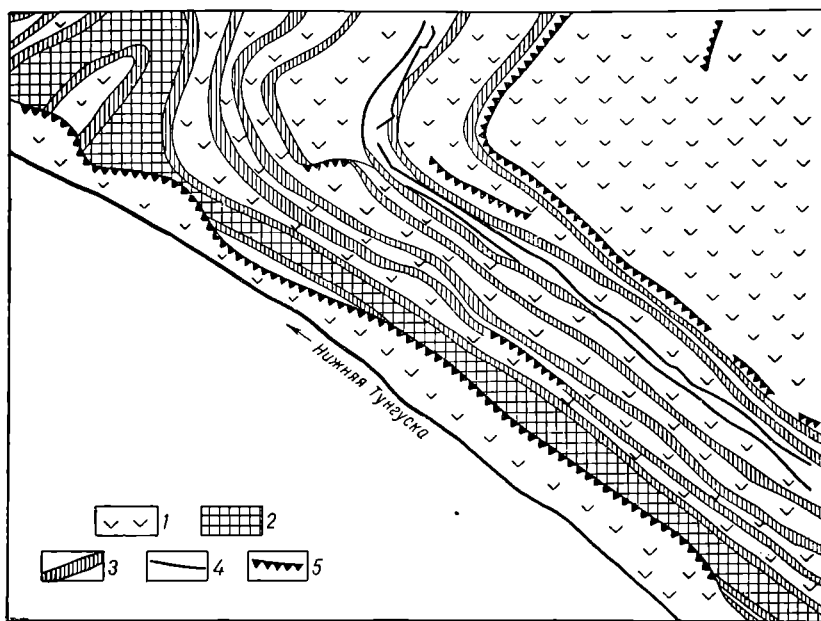


Рис. 59. Схема геологического строения месторождения в мандельштейнах.
По А. В. Скрыпшиеву

1 — базальт; 2 — мандельштейн; 3 — шаровая лава; 4 — контур горных выработок; 5 — обрывы

Месторождения, связанные с шаровыми лавами. На Сибирской платформе шаровые лавы составляют только нижнюю часть некоторых базальтовых покровов. Полупрозрачный кальцит и исландский шпат встречаются между сфероидами и «подушками» мандельштейна в тесной ассоциации с цеолитами, главным образом морденитом, который часто бывает включен в их кристаллы. Вследствие этого, а также из-за наличия ряда других дефектов (окрашенность, жидкие включения, замутненность и др.) исландский шпат в целом имеет низкое качество.

Процессы минералообразования в шаровых лавах протекали аналогично процессам минералообразования в месторождениях других типов. Гидротермальные растворы также заимствовали кальций

и некоторые другие элементы, разлагая вулканическое стекло и плагиоклазы, и затем отлагали перечисленный выше комплекс минералов в многочисленных порах и пустотах породы.

Месторождения исландского шпата, залегающие в карбонатных породах, в соответствии с классификацией Е. Я. Киевленко также делятся на несколько типов.

Месторождения карстовых пустот приурочены к пещерообразным полостям причудливой формы и различных размеров. Образование полостей связано с циркуляцией трещинных вод, растворяющих известняки. Распределение карстовых пустот и их морфологические особенности контролируются главным образом трещинной тектоникой и положением плоскостей напластования известняков.

В некоторых случаях часть пустот, возможно, возникла за счет растворения известняков гидротермами, еще недостаточно насыщенными карбонатами кальция, но отличить их от обычных приповерхностных карстов очень трудно.

Кристаллы кальцита, различные по величине (до 50×20 см), прикреплены к стенкам полости или при обрушения кровли находятся на ее дне среди кальцит-известняковой осыпи и грубой щебенистой или тонкой отмученной глины. Некоторые полости по стенкам покрыты коркой мелкозернистого кальцита, переходящего в шестоватый, тесно сросшийся кальцит с гигантским размером индивидов (20—30 см). Центральная часть таких полостей нередко выполнена глиной, в которой находятся крупные кристаллы кальцита с прозрачными участками (рис. 60).

Кристаллы из карстовых полостей покрыты глинистой, известковистой, иногда гипсовой рубашкой и сильно трещиноваты; прозрачные области встречаются в центральной части кристалла или же, наоборот, во внешних зонах роста. Выход оптически годного материала из кристаллов обычно измеряется сотыми и даже тысячными долями процента.

Хорошим примером месторождения такого типа может служить карстовая полость в Южном Тянь-Шане, обследованная А. Д. Каленовым.

Полость находится в зоне смятия известняков и вытянута по ее простираанию. Длина полости 17 м, расположена она почти горизонтально и состоит из двух камер, соединенных узким ходом; в кровле прослеживается крутопадающая кальцитовая жила мощностью около 30 см. Вокруг полости в известняках развиты тонкие межпластовые прожилки с мелкими кристалликами кальцита.

Скаленоэдрические кристаллы кальцита размером до 30 см прикреплялись к стенкам и кровле полости, нарастая непосредственно на известняк. Нижняя часть полости оказалась заполненной красноватобурой глиной, в которой залегали оторвавшиеся от стенок кристаллы кальцита и обломки известняка. Эти кристаллы содержали крупные прозрачные и совершенно бесцветные участки, однако из-за сильной трещиноватости выход оптического материала был небольшим.

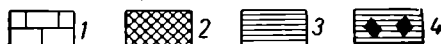
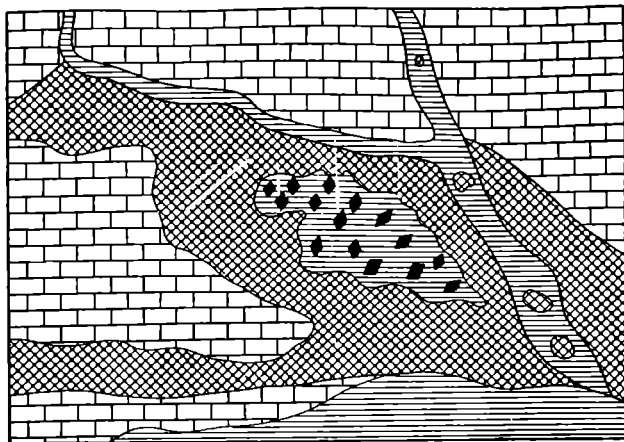


Рис. 60. Карстовая полость с исландским шпатом. По А. В. Скрышшеву

1 — известняк; 2 — мелкозернистый и шестоватый кальцит; 3 — глина; 4 — глина с кристаллами исландского шпата

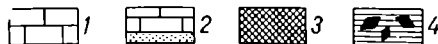
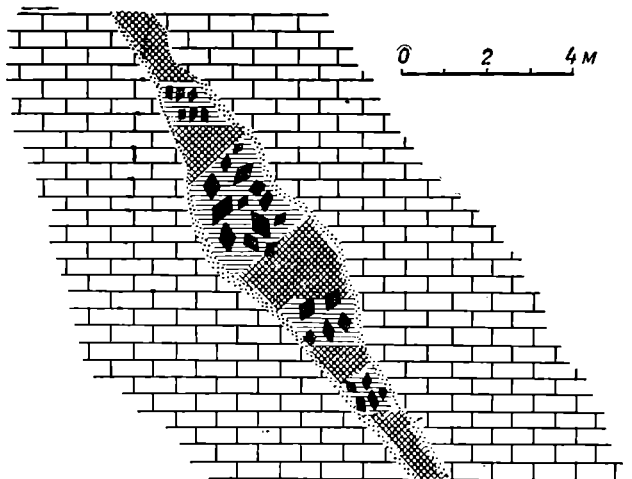


Рис. 61. Исландский шпат в раздуве кальцитовой жилы. По Я. А. Левину

1 — известняк; 2 — известняково-кальцитовая брекчия; 3 — жильный кальцит; 4 — глина с кристаллами исландского шпата

Ж и л ь н ы е м е с т о р о ж д е н и я представлены кальцитовыми жилами, подчиненными главным образом трещинам отрыва в известняках. Жилы сложены белым мелкозернистым и шестоватым кальцитом, нараставшим от зальбандов к центру.

Гнезда исландского шпата расположены в раздувах (рис. 61) и в местах пересечения жил. Они обычно разрушены, и кристаллы кальцита залегают среди обломков вмещающих пород и известково-кальцитовой брекчии. Пространство между кристаллами и обломками пород заполнено грубой известковистой или тонкой неслоистой глиной, окрашенной в бурый или зеленоватый цвета.

Вес кристаллов кальцита иногда достигает 50 кг, но в большей своей части они непрозрачны, содержат многочисленные включения глины, сульфидов и сильно трещиноваты. Выход кондиционного сырья обычно не превышает нескольких сотых долей процента от веса кристаллов.

Кроме кальцита на месторождениях часто встречаются флюорит, арагонит и барит, образующий самостоятельные жилы. Из сульфидов отмечены халькопирит, пирит и марказит, а также халькозин и борнит в качестве включений в исландском шпате.

Исландский шпат обычно бесцветен или окрашен в розовый цвет. Он нередко содержит включения глинистых частиц, рудных минералов и обломков известняка. Большинство включений располагается по зонам роста кристаллов.

М е с т о р о ж д е н и я в з о н а х д р о б л е н и я известняков обычно возникают в связи с тектоническими нарушениями сбросового характера. В их пределах наблюдаются дезориентированные глыбы и обломки известняков, скрепленные зернистым и шестоватым кальцитом, образующим густую сеть жил и прожилков (рис. 62).

Полости с исландским шпатом чаще всего встречаются на пересечении жил между несколькими крупными глыбами известняка и имеют, как правило, вытянутую и уплощенную форму. Их стенки окаймлены шестоватыми или гребенчатыми агрегатами кальцита. Остальная часть полости обычно заполнена желтой или бурой глиной.

Кристаллы исландского шпата из зон дробления известняков бесцветны, реже слабо окрашены в желтый или розовый цвет, но почти всегда сдвойникованы или сильно трещиноваты.

Типичные представители таких месторождений известны в Юго-Восточной Туве. Одно из них, например, находится среди графит-содержащих мраморизованных известняков протерозойского возраста, смятых в изометричные «сундучные» складки, осложненные надвигами и многочисленными сбросами.

Вдоль сбросовых нарушений располагаются протяженные зоны дробления мощностью в несколько десятков метров. Трещины между смещенными блоками и обломками известняка заполнены шестоватым и столбчатым кальцитом, среди которого развиты линзовидные полости длиной до 8—10 м. Они содержат изометричные сдвойникованные кристаллы бесцветного исландского шпата, обычно заклю-

ченные в бурой глине. Вес наиболее крупных сростков достигает 40—50 кг.

В результате растворения поверхностными водами грани кристаллов часто закруглены и имеют глубокие борозды по направлениям спайности и плоскостям механических двойников. Из других дефектов очень распространена зональность, обусловленная глинистыми или жидкими включениями, а также присутствием чешуек графита.

Таким образом, месторождения второй генетической группы, залегающие в карбонатных породах, по промышленной ценности обычно уступают месторождениям первой генетической группы, связанным с траппами.

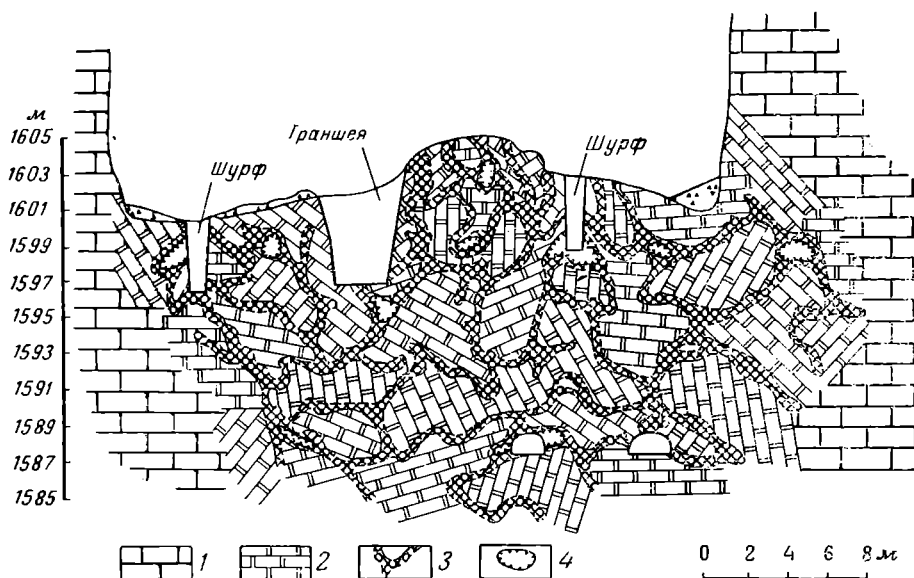


Рис. 62. Минерализованная зона дробления известняков (разрез). По Б. К. Виндушеву
1 — массивный известняк; 2 — измененный известняк; 3 — кальцитовые жилы; 4 — полость с глиной и кристаллами кальцита

Преимущества месторождений в траппах перед месторождениями в известняках заключаются в больших масштабах скоплений исландского шпата, богатых содержанием кондиционного оптического материала, и более высоким процентом его выхода.

ЛИТЕРАТУРА

Гудков А. С. [и др.]. Основы поисков и разведки месторождений пьезооптических минералов. Госгеолтехиздат, 1963.

Клевенко Е. Я. и Андрусенко Н. И. Поиски и разведка месторождений исландского шпата. Госгеолтехиздат, 1957.

Клевенко Е. Я. Основные типы месторождений исландского шпата на Сибирской платформе. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 1, 1957.

Киевченко Е. Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы. Тр. ВНИИП, т. 3, вып. 1, 1959.

Скропышев А. В. Нижнетунгусские месторождения исландского шпата. Мат-лы Вост.-Сиб. треста неруд. ископ., вып. 1, Иркутск, 1945.

Скропышев А. В. Экспериментальные исследования некоторых физических свойств оптического исландского шпата. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1953, т. 29, вып. 2.

Скропышев А. В. О твердых включениях в исландском шпате. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1955, т. 30, вып. 2.

Глава 14

АГАТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В минералогии агатом называют неслоистую или полосчатую (слоистую) разновидность халцедона. Различают две группы агата: 1) тонко- или нерезкослоистые, собственно агат; 2) грубослоистые (полосчатые) — ониксы.

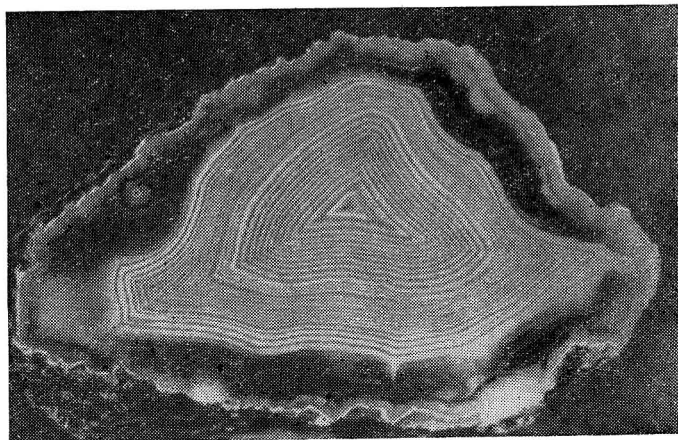


Рис. 63. Концентрически-зональный тонкополосчатый агат. Нат. вел.
По Б. Н. Шаронову

Собственно агаты по цвету окраски основного фона носят названия: халцедоновый агат — серый и синевато-серый; карнеоловый агат, или сердолик, — от желтовато-красного до кроваво-красного; сардер — бурый с красным просвечиванием; плазма — луково-зеленый; хризопрас — яблочно-зеленый; гелиотроп — зеленый с красными пятнами; мирикит — серый с красными пятнами; сапфирин — голубовато-серый; восковой агат — светло-желтый.

Ониксы по цвету окраски полос носят названия: арабский оникс — черные и белые полосы; халцедоникс — сине-серые и белые полосы; карнеолоникс — красные и белые полосы; сардоникс — бурые и белые полосы. Толщина отдельных слоев бывает настолько незначительна, что на 1 мм их иногда укладывается до 100.

В зависимости от расположения слоев в полости, где происходило формирование агата, различают бастионный агат и агат уругвайского типа. В бастионном агате разноокрашенные слои халцедона имеют зонально-концентрическое строение и в общих чертах повторяют конфигурацию полости (рис. 63). В уругвайском агате разноокрашенные слои халцедона имеют плоско-параллельное строение и в момент своего образования располагались горизонтально. Однако в большинстве случаев плоские слои встречаются в сочетании с концентрическими.

Кроме выделенных разновидностей агата отмечаются еще и следующие: энгидрос — замкнутые желвакообразные обособления халцедона с наличием внутренней полости, заполненной водой; моховой агат или моккский камень — халцедон, пронизанный дендритовидными выделениями гидроокислов железа или хлорита.

Химический состав агата $\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$. В наиболее чистых разновидностях содержится 99,50% SiO_2 , в среднем агат содержит: SiO_2 98,8%; Fe_2O_3 0,52%; CaO 0,62%; H_2O 0,2%. Содержание воды в агате обусловлено включением опала и водных окислов железа.

Микроскопическими исследованиями установлено, что халцедон в отличие от кварца имеет отрицательное удлинение волокон, более низкий показатель преломления ($n_g = 1,539$, $n_p = 1,531$; $n_g - n_p = 0,008$) и удельный вес 2,59—2,61. Твердость халцедона равна твердости кварца.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

В настоящее время агат используется в качестве поделочного и технического камня. В соответствии с этим различают ювелирный (поделочный) и технический агат.

К ювелирным агатам относят все полосчатые и яркоокрашенные разновидности халцедона. Ценность ювелирного агата определяется его декоративными свойствами: четкостью чередования разноокрашенных слоев, густотой и яркостью их цвета, контрастностью и чистотой окраски смежных полос и т. д. Кроме того, в природе встречаются ювелирные агаты с причудливыми узорами: моховой, облачный, звездчатый, ландшафтный и др. Ценность декоративного агата может усиливаться искусственным окрашиванием: агат пропитывается растворами меди (с последующей обработкой серной кислотой) или растворами солей железа (с последующим прокаливанием).

В промышленности широко применяется технический агат, представляющий собой однородно окрашенный неслоистый или тонкослоистый халцедон. Применение технического агата основано на его относительно высокой твердости, вязкости и устойчивости по

отношению к большинству кислот (кроме плавиковой). Из технического агата готовят ступки, пестики, призмы для точных химических весов, подпятники для электрических и водомерных счетчиков, цапфы для нивелиров и теодолитов, валики и гладильные камни для кожаных, картонажных и ленточных фабрик, нитеводители, фильеры и т. д.

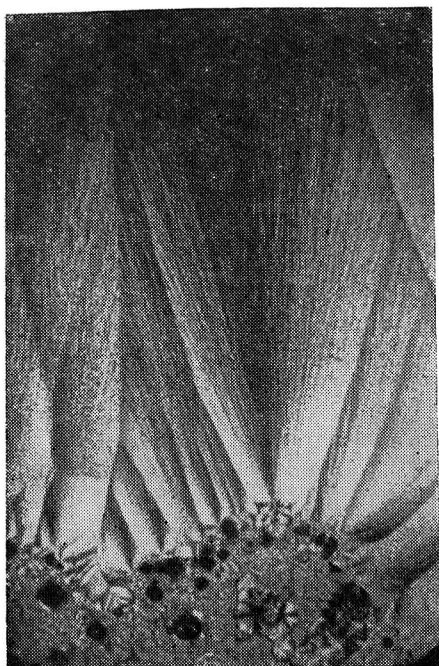


Рис. 64. Волокнистые сферолиты халцедона—технического агата с зоной геометрического отбора сферолитов в основании. Микрофотография. Никколи скрещены. Увел. 100.
По Б. Н. Шаронову

К техническому агату промышленность предъявляет следующие требования: он не должен иметь густой и неравномерной окраски, каких-либо минеральных включений, грубополосчатого строения и трещин, которые нарушают его однородность и ухудшают технические свойства. Отдельные обособления и куски технического агата должны быть не менее $3 \times 3 \times 3$ см. С увеличением размеров отдельных обособлений и кусков халцедона возрастает и ценность технического агата. Наибольшим спросом пользуются значительные по размерам обособления и куски агата, пригодные для изготовления ступок и других крупных изделий.

Механическая прочность технического агата обусловлена тем, что он состоит из очень тонких кварцевых волокон, которые скручены на подобие каната (рис. 64). Такой агат выдерживает значительные нагрузки на изгиб, кручение и

весьма стоек на истирание. Перерывы в росте слоев и минеральные включения препятствуют образованию длиноволокнистой структуры халцедона и резко снижают механическую прочность технического агата.

Технический и ювелирный агат обычно встречаются совместно в пределах одних и тех же месторождений; ювелирный агат, как правило, является объектом попутной добычи.

Минимальное содержание технического агата принято 0,1 кг в 1 м³ коренной породы. Однако на обрабатываемых в настоящее время месторождениях содержание технического агата в 1 м³ коренной породы колеблется от 0,5 до 1 кг. Средний вес миндалин 1—5 кг, максимальный — 100 кг.

Мировая добыча агата в зарубежных странах за последние 10 лет составляет около 1000 *т* в год. На первом месте по добыче агата находится Бразилия (500 *т*), затем Уругвай (100 *т*), США (80 *т*), Индия (50 *т*) и др. Цена агата прямо зависит от его сорта и колеблется от 0,5 до 20 руб. за 1 кг; средняя цена 5—6 руб. за 1 кг.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все известные промышленные месторождения агата по условиям их образования разделяются на два генетических типа: 1) гидротермальные; 2) месторождения выветривания.

1. Гидротермальные месторождения агата пространственно тяготеют к молодым, в большинстве случаев кайнозойским, реже мезозойским эффузивным породам среднего и основного состава и генетически, как правило, связаны с проявлениями кайнозойской вулканической деятельности. Месторождения агата древнего возраста неизвестны.

Агат в эффузивных породах выполняет газовые и межшаровые полости, тектонические трещины, пустоты выщелачивания, а иногда располагается в полостях, образовавшихся за счет разложения погребенных в вулканических брекчиях стволов деревьев и их обломков. В соответствии с этим Б. Н. Шаронов (1963) по форме и происхождению полостей, в которых происходила кристаллизация халцедона, подразделяет агатовые тела на пять типов: миндалевидный агат, образовавшийся в газовых полостях; межшаровый агат — в полостях шаровых лав; гнездовый агат — в полостях растворения; жильный или прожилковый агат — в тектонических трещинах; трубчатый агат — в полостях разложения погребенных деревьев.

Миндалевидный агат обычно концентрируется в верхних частях лавовых потоков, где наблюдается повышенное содержание газовых пустот. Другие типы агатовых тел располагаются в эффузивах либо равномерно (шаровые лавы), либо в соответствии с распределением тектонических трещин и погребенных стволов деревьев.

Гидротермальные месторождения агата принято разделять на два подтипа: а) месторождения, пространственно и генетически связанные с эффузивными породами; б) месторождения, связанные только пространственно с эффузивными породами, на которые агатовая минерализация наложена значительно позднее их образования.

В первом подтипе месторождений агат образовывался из тех гидротермальных растворов, которые выделялись из лавы (автогидротермальные месторождения). Промышленное значение таких месторождений невелико, и они редко бывают источником добычи технического агата. Однако ювелирные разновидности агата на месторождениях именно этого подтипа довольно часто обладают причудливыми декоративными узорами. К числу месторождений данного подтипа относятся скопления миндалин агата в эффузивах Тиманского кряжа, побережья Онежского озера (Сунсарь), по р. Вилю и его притокам и др.

Во втором подтипе месторождений размещение агатовых тел подчиняется закономерностям развития трещинной тектоники, а крупные разрывные нарушения служили путями движения гидротермальных растворов. На месторождениях этого генетического подтипа агатовмещающие породы подвергаются, как правило, интенсивному гидротермальному изменению и приобретают рыхловатое, землистое сложение, что в значительной степени облегчает их добычу, так как позволяет извлекать агатовые обособления целиком.

Второй подтип месторождений является основным источником добычи технического агата, и к нему относятся многие месторождения Закавказья, Бразилии, США, Индии (Деканское плато) и других стран.

2. Месторождения выветривания являются обычно элювиальными или делювиальными россыпями и представляют собой толщи глин и суглинков, содержащих миндалины, выполненные агатом, и куски агата. Элювиальные и делювиальные россыпи агата расположены в пределах многих крупных коренных месторождений. Аллювиальные россыпи агата развиты в долинах рек, размывающих толщи эффузивов основного и среднего состава. На территории СССР аллювиальные россыпи агата известны в долине Енисея и его притоков, Амура и его притоков и др. В Бразилии, Уругвае, США и Индии элювиальные, делювиальные и аллювиальные россыпи агата широко распространены и служат главным источником добычи этого вида минерального сырья.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основные промышленные месторождения технического и ювелирного агата Советского Союза расположены в пределах Кавказа. Так, например, на территории Малого Кавказа широко распространены агатоносные эффузивные породы юрского, мелового и третичного возрастов. Наиболее крупные скопления агатов расположены в четырех районах: 1) Ахалцихском, 2) Кировабадском, 3) Иджеванском и 4) Зангезурском.

В Ахалцихском районе коренные агатовые месторождения находятся в 45 км на запад от г. Боржоми. Агатовые тела залегают в порфиритах третичного возраста. Последние достигают наибольшей насыщенности агатом вблизи сел. Ацхур, Цриох, Гуркель, Цохтеви, Перса и Шурдо, на южных склонах холмов, обращенных к р. Куре.

Скопления агатовых миндалин и жилкообразных выделений в Кировабадском районе приурочены к туронской порфирито-туфовой толще, окаймляющей с юга предгорья хр. Пант-Даг. Миндалины и жилки агатов залегают в темно-серых авгитовых порфиритах. Агатовые миндалины имеют средние размеры 15—20 см, цвет агата темно-серый, иногда коричневый. Короткие агатовые жилки с раздувами до 10—15 см имеют голубовато-серый цвет. Пустоты жеод иногда выстланы щетками горного хрусталя и аметиста. Вес отдель-

ных жеод 400 кг. Кроме коренных месторождений здесь встречаются многочисленные россыпи агата в балках и на склонах гор.

Агатовые месторождения Иджеванского района расположены в 35 км на юг от ст. Акстафа Закавказской ж. д.; агат залегает в туронских порфиритах в форме линз и жилков. Цвет агата фиолетовый и черный. Мощность линз в раздувах не превышает 15—25 см.

В Зангезурском районе Айвазлярское месторождение находится в 15 км к югу от с. Герюсы. Агатоносными породами являются порфириты и туфоконгломераты юрской порфириго-туфогенной толщи. Агат встречается в виде жил и жеод в порфиритах и в форме линз в туфоконгломератах. Размеры первых не превышают 20—30 см, линзы же имеют мощность до 80 см. Окраска агата светло- и темно-дымчатая, молочно-белая. В дымчатых разностях наблюдается зонарное строение.

В Забайкалье, в Селенгинской Даурии, возле Гусиного озера встречаются арабский оникс, сапфирин и сардер. В 150 км к северо-западу от г. Читы, около Еравинского озера, широко развиты галечные отложения с халцедонониксом, сердоликом и другими разновидностями агата; особенно большое количество гальки сердолика встречается при впадении в озеро рек Тулдуна и Тунгузовки. По р. Шилке, в 10 км ниже Шилкинского завода, на горе Полосатик имеется большое количество халцедоновых тел, содержащих гнезда с техническим и ювелирным агатом. В Юго-Восточном Забайкалье, на границе с Монголией, у Тарейских озер в миндалекаменных породах встречаются гнезда с халцедоновым агатом, карнеоловым агатом, сардером и другими цветными камнями. К северо-востоку от Тарейских озер, на западных склонах Алтанганского хребта известны гальки темно-красного агата, сердолика и сардера. В верхних притоках р. Урулюнгуя на горе Мулиной известно месторождение агата, где шары халцедона (20 см и более в диаметре) залегают в пустотах миндалекаменной породы типа мелафира и базальта; в наносах этой речки встречается масса галек технического и ювелирного агата. В районе Нерченского завода по р. Аргуни известны многочисленные месторождения декоративного и технического агата. В 12 км от с. Абагайтуй известна Агатовая сопка, из которой добывались куски агата до 30 см длиной. Следовательно, по количеству месторождений и проявлений агата Забайкалье является важной базой этого вида минерального сырья.

Месторождения и проявления агата известны в бассейнах рек Лены, Амура, Колымы, Енисея, а также на Алтае, Урале, в Казахстане и Карелии.

Из зарубежных месторождений агата наиболее крупные находятся в Бразилии и Уругвае. Кроме Бразилии и Уругвая значительное количество технического и ювелирного агата добывает Индия.

Промышленные месторождения агата известны в США, ФРГ, Англии и в других зарубежных странах.

Ахалцихская группа месторождений. Ахалцихские месторождения агата располагаются в одноименном районе Грузинской ССР в непосредственной близости от районного центра — г. Ахалцихе. В районе имеется густая сеть шоссейных и грунтовых дорог, а также проходит железная дорога.

Ахалцихские месторождения агата располагаются в эффузивных породах среднего и верхнего эоцена, обнажающихся по северной и юго-западной периферии района (рис. 65). На севере района месторождения агата пространственно связаны с мощной покровной толщей, сложенной стекловатыми смоляно-черными андезитами, которые завершают разрез вулканогенно-осадочной свиты среднего эоцена. Покровная толща обнажается в южном крутопадающем крыле крупной асимметричной антиклинали и имеет простирание, близкое к широтному. Прослеживается она на протяжении 30 км при мощности в среднем 400—500 м. Покровная толща имеет сложное строение и состоит из серии маломощных лавовых покровов. Образовалась она при пульсирующем многократном излиянии лав. При столь значительной протяженности и мощности покровной толщи ширина ее невелика и не превышает 2—3 км.

Покровная толща перекрывается слоистыми отложениями верхнего эоцена, которые в юго-западной части района фациально сменяются грубообломочными вулканическими брекчиями. Последние обнажаются в северном пологом крыле крупной антиклинали и подстилаются среднеэоценовыми плотными вулканическими брекчиями. Верхнеэоценовые вулканические брекчии являются вторым агатоносным горизонтом района. Прослеживаются они на протяжении 10—12 км при мощности агатоносной залежи 350—400 м.

Центральная часть района в структурном отношении представляет собой сложно построенную синклиновую депрессию, выполненную преимущественно песчано-глинистыми отложениями верхнего эоцена, олигоцена и миоцена. Таким образом, агатовмещающие породы как бы оконтуривают депрессию, отделяя ее от структур антиклинорного типа.

В области сочленения депрессии со структурами антиклинорного типа широко развиты разрывные нарушения широтного простирания, которые обусловили образование зон дробления и многочисленных трещин оперения в смоляно-черных андезитах и в верхнеэоценовых туфобрекчиях. Разрывные нарушения возникли на заключительных этапах складкообразовательных движений. Впоследствии в ослабленные зоны разрывных нарушений внедрились дайки и нейки светлых андезитов и андезитовидных дацитов, а вслед за ними стали поступать и гидротермальные растворы, которые и обусловили отложение халцедона в открытых полостях в отмеченных двух горизонтах агатоносных пород.

Циркуляция этих растворов, проходившая наиболее активно в зонах дробления и трещиноватости, вызвала интенсивное гидротер-

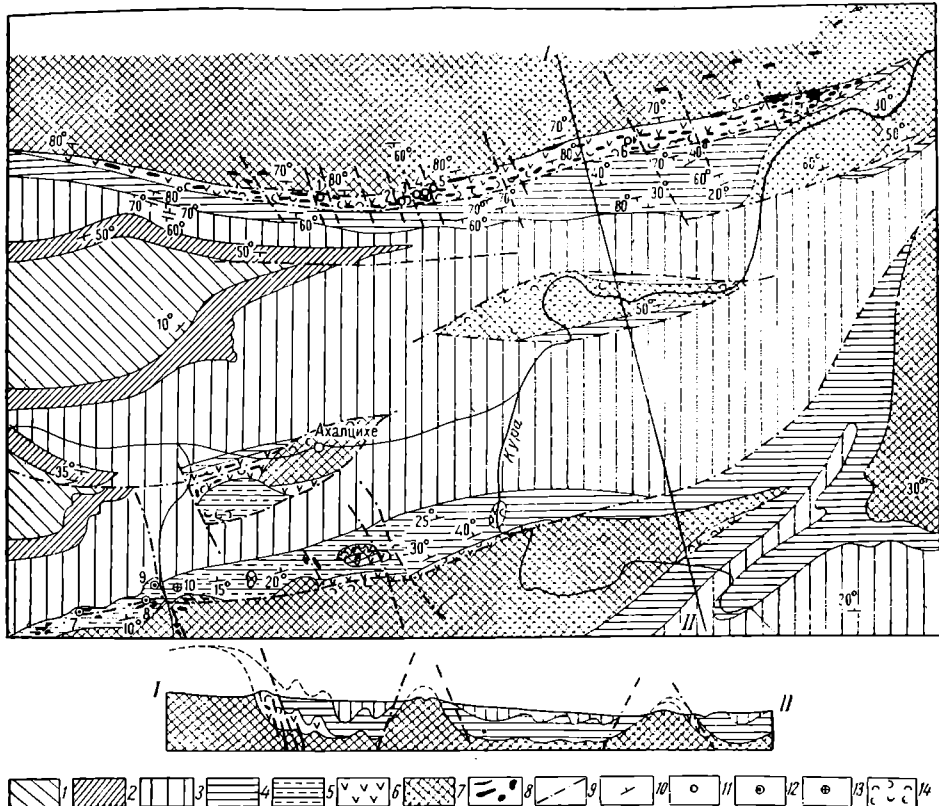


Рис. 65. Геолого-структурная схема Ахаликского агатонского поля. По Б. Н. Шаронову

1 — верхний и средний миоцен: пестроцветные вулканогенно-осадочные отложения, лавовые потоки андезитов-базальтов и их туфы; 2 — средний и нижний миоцен: песчаники и красноватые лагунитовые отложения с месторождениями бурых углей; 3 — олигоцен и верхний эоцен — приабонский ярус (нерасчлененная толща): песчаники и глины; 4 — верхний эоцен: слоистая туфогенно-осадочная свита (переслаивание туфов, туфоконгломератов, туфопесчаников, песчаников и глин); 5 — верхний эоцен: памачская туфобрекчиевая свита (грубообломочные рыхловатые вулканические брекчи с участками, содержащими промышленные скопления трубчатого и гнездового агата); 6 — средний эоцен: горизонт андезитовых лав. На севере агатонского поля представлен покровной залежью шлаковидных стекловатых пироксеновых андезитов с участками промышленных скоплений миндалевидного и гнездового агата. На юге представлен выклинивающимися лавовыми покровами андезитов и андезитобазальтов с непромышленной халцедон-кальцит-цеолитовой минерализацией; 7 — средний эоцен: толща переслаивания массивных вулканических брекчий, интрузивных покровов андезитов и разнообразных туфитов; 8 — верхний — средний миоцен: дайки, неки и субвулканические тела андезитовых дацитов и андезитов; 9 — разрывные тектонические нарушения; 10 — элементы залегания горных пород; 11–13 — участки с промышленными скоплениями агата: 11 — миндалевидного и гнездового в андезитах (северная агатонская полоса), 12 — трубчатого в вулканических брекчиях (южная агатонская полоса), 13 — гнездового в вулканических брекчиях; 14 — участки проявления непромышленной халцедон-кальцит-цеолитовой минерализации

Цифры на карте — участки с промышленными скоплениями агата: 1 — Свири, 2 — Бога, 3 — Агара, 4 — Мечулис-Сахлеби, 5 — Шави-Клде, 6 — Цохтеви, 7 — Орджана, 8 — Зиярат, 9 — Барбалю, 10 — Оралы

мальное изменение вмещающих пород — андезитов и туфобрекчий. Особенно отчетливо гидротермальное изменение пород выражено в смоляно-черных андезитах, которые превращены в рыхлую землеподобную массу желто-зеленого цвета. Гидротермально измененные породы отличаются от исходных андезитов и туфобрекчий значительной потерей кремнезема и ряда других компонентов, которые переходили в раствор, обогащая его необходимым для кристаллизации халцедона кремнеземом.

В андезитовом покрове агатовые тела локализовались в газовых пустотах, полостях растворения и тектонических трещинах. Распределены они в покрове неравномерно и концентрируются главным образом в наиболее трещиноватых тектонических зонах.

Халцедон является главным, но не единственным минералом агатоносных полостей — он обычно сопровождается парагенетическими минералами: цеолитами (томсонитом, ломонитом, сколецитом, гейландитом), анальцитом, апофиллитом, кальцитом, кристаллами горного хрусталя и аметиста. Однако промышленное значение из всех минералов агатоносных полостей имеет только миндалевидный и гнездовый агат.

Размеры обособлений агата, залегающих в андезитах, колеблются от 2—3 до 50 см в поперечнике. Средний размер обособлений технического агата в поперечнике 15—30 см. Участки с промышленным содержанием технического агата, как правило, приурочены к средней части покрова по мощности.

Скопления агата в вулканических брекчиях встречаются в верхних и нижних горизонтах толщ. В низах толщи — это выделения гнездового типа неправильной формы, а в верхах ее — цилиндрические образования трубчатого агата, длина которых достигает 2—3 м при поперечном сечении до 0,5 м. Возникновение трубчатого агата связано с полостями в туфобрекчиях, образовавшимися за счет разложения древесины погребенных деревьев.

Детальное изучение условий образования и закономерностей размещения месторождений агата в Ахалцихском районе позволило Б. Н. Шаронову (1965) сделать следующие основные выводы.

1. Месторождения Ахалцихского агатоносного поля являются типичными низкотемпературными гидротермальными образованиями, возникшими на небольших глубинах и пространственно связанными с молодыми эффузивными породами среднего ряда основности.

2. Гидротермальные растворы, обусловившие их образование, своим происхождением обязаны корневому эффузивному аппарату, с которым связано внедрение в тектонически ослабленные зоны даек андезитов и андезитовых дацитов. Выделение агата произошло после формирования основных складчатых и разрывных нарушений, что исключает генетическую связь месторождений с вмещающими их эффузивными породами.

3. Отложение халцедона происходило в различных открытых полостях — газовых, растворения, тектонических и возникших за счет погребенных стволов деревьев — при свободном и медленном

течении минералообразующего гидротермального раствора через них, что при известном постоянстве состава последнего обеспечивало наиболее оптимальный режим кристаллизации халцедона и соответственно высокое качество технического агата.

4. Основными поисковыми признаками на технический агат являются зоны дробления и брекчирования широтных разрывных тектонических нарушений в молодых эффузивных породах андезитового ряда, сопровождаемые гидротермальным изменением.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Аркадьев Н. А. Об условиях образования некоторых месторождений агата Закавказья. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1965, т. 49, вып. 2.

Ванюшин С. С. Технический агат в СССР и задачи изучения его сырьевой базы. «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1938, ч. 67, вып. 1.

Григорьев Д. П. и Карякина Т. А. О кристаллизации кварца в халцедоновых жеодах. Минер. сб. Львовского геол. об-ва, 1962, № 16.

Меренков Б. Я. [и др.]. Агат. В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР». Изд-во АН СССР, 1936.

Шаронов Б. Н. Особенности строения агатоносного андезитового покрова в Ахалцхском районе Грузии. Тр. ВНИИП, т. 3, вып. 2, 1960.

Шаронов Б. Н. Трубочатый агат и условия его образования. «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1963₁, ч. 92, вып. 3.

Шаронов Б. Н. О происхождении сталактитоподобных форм халцедона. Минер. сб. Львовского геол. об-ва, 1963₂, № 17.

Шаронов Б. Н. Роль вмещающих пород при формировании некоторых месторождений технического агата. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1965, т. 49, вып. 2.

Глава 15

ФОСФАТНОЕ СЫРЬЕ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Фосфор и его соединения играют большую роль в народном хозяйстве и в крупных масштабах используются в производстве минеральных удобрений, а также в химии и некоторых других отраслях промышленности. В природе фосфор встречается в виде фосфатов, т. е. разнообразных солей фосфорных кислот. Содержание фосфора в земной коре 0,10—0,12%. Источником получения его для практических нужд служат два главных вида фосфатов — апатиты и фосфориты.

Апатит представляет собой фосфорнокислую соль кальция общей формулы $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3 \cdot (\text{F}, \text{Cl})$. По преобладанию F и Cl различают фторапатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ и хлорапатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$. Во фторапатите содержание F достигает 3,8%, а P_2O_5 42,3%; в хлорапатите содержится Cl 6,8%, а P_2O_5 41,0%. Большинство апатитов является изоморфными смесями фтор- и хлорапатита, причем разновидности с преобладанием фторапатита встречаются значительно чаще хлорапатитов. В качестве второстепенных составных частей в апатитах иногда находятся в незначительных количествах другие элементы, а именно: замещающие CaO — SrO, BaO, MgO, MnO, Na_2O , TR_2O_3 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 и замещающие F или Cl — CO_3 , SO_4 , O и OH.

В качестве акцессорного минерала апатит широко распространен в изверженных и отчасти метаморфических породах, в которых рассеяны громадные его количества. Промышленные скопления апатита встречаются редко. В СССР известны апатитовые руды двух главных типов — апатит-нефелиновые и апатит-кварц-диопсидовые. Руды первого типа постоянно содержат переменные количества нефелина, магнетита, пльменита, сфена и других минералов; руды такого состава перед химической переработкой подвергаются сухому или мокрому обогащению, а иногда также и обжигу. В рудах второго типа минералами-примесями являются кварц, диопсид, карбонаты

(преимущественно доломит). Качество как апатитовых руд, так и фосфоритов определяется содержанием фосфора, обычно в пересчете на фосфорный ангидрид P_2O_5 .

Фосфоритами называют осадочные минеральные образования, состоящие из различных минералов (кварц, глауконит, кальцит, доломит, глинистое вещество и др.) и фосфата, представленного тонкодисперсным фторапатитом или минералами, близкими к нему. Содержание P_2O_5 в фосфоритах колеблется от 3 до 36 %.

По насыщенности фосфатами и текстурным особенностям среди фосфоритов выделяют ряд разновидностей, из которых наиболее распространенными в природе являются желваковые (конкреционные), зернисто-ракушечниковые и массивные микрозернистые фосфориты.

Желваковые или конкреционные фосфориты представляют собой скопления округлых, овальных и неправильных конкреций (желваков) темно-серого или бурого цвета, состоящих из различных нефосфатных минералов, сцементированных фосфатным веществом. Размеры конкреций обычно колеблются от 0,5 до 5 см, иногда достигают 10—35 см. Они залегают в песке, глине, конгломерате, меле, известняке и других осадочных породах, в которых могут быть резко обособленными и рассеянными, могут насыщать эти породы с большой степенью концентрации, отдельные желваки могут сростаться друг с другом или скрепляться различным (фосфатно-карбонатным, иногда железистым) цементом в сплошную массу или фосфоритовую плиту, обладающую неровными бугристыми поверхностями. По составу нефосфатных минералов, составляющих основу желваков, различают глинистые, глауконитовые и песчанистые конкреции, реже встречаются чисто фосфатные. В желваках любого типа часто встречаются обломки костей, фосфатизированной древесины, псевдоморфозы по некоторым органическим остаткам (раковинам).

Глинистые желваковые фосфориты характеризуются весьма мелкими размерами цементируемых минеральных компонентов (около 0,05 мм), принадлежностью их к глинистому веществу и значительным преобладанием цементирующей фосфатной массы над цементируемой. Они характеризуются высоким содержанием P_2O_5 (24—29 %) и относительно небольшим содержанием SiO_2 (10—15 % — Вятско-Камское месторождение, нижний горизонт Егорьевского и др.).

Глауконитовые фосфориты в цементируемой массе наряду с терригенным материалом содержат большое количество глауконитовых зерен, поэтому для них характерно наличие большого количества полуторных окислов ($Fe_2O_3 + Al_2O_3$ 4—12 %) при содержании P_2O_5 18—24 % (верхние горизонты Егорьевского месторождения и др.)

Песчанистые конкреции обладают большим количеством нефосфатных минералов, обычно представленных терригенным кварцем, зерна которого крупнее (в среднем около 0,3 мм), чем в желваках других разновидностей. Содержание кремнезема в песчанистых желваках наивысшее (30—50 %), содержание P_2O_5 — наинизшее (12—

18% Щигровское, Трухачевское, Полпинское и другие месторождения в Курской, Брянской, Калужской и других областях).

Чисто фосфатные конкреции имеют сферолитовую кристаллическую структуру и состоят из радиально-лучистого фосфата. Они содержат до 35% P_2O_5 (Подольские месторождения).

Зернистыми фосфоритами называют некоторые осадочные горные породы, содержащие мелкие (размерами до 1—2 мм и легко различимые невооруженным глазом) стяжения (оолиты) и галечки фосфатов, сцементированные вместе с другими составными частями породы глинисто-железистым или известковистым цементом. Чаще всего зернистыми фосфоритами являются насыщенные фосфатами песчаники, реже — фосфатизированные известняки и мергели; иногда они не сцементированы и представляют собой фосфоритный песок. Обычными примесями в таких фосфоритах являются кварц и глауконит (месторождение Каратаг в Таджикистане).

Ракушечниковые фосфориты, обычно объединяемые вместе с зернистыми в одну группу, представляют собой фосфатные песчаники, в которых место зерен-оолитов занимают фосфатизированные раковины, встречающиеся преимущественно в виде обломков. Чаще всего это раковины брахиопод, например *Obolus* (до 80% $Ca_3P_2O_8$) или *Lingula* (91,47% $Ca_3P_2O_8$). Соответственно содержание P_2O_5 в ракушках определяется в 36—41%, в ракушечниковых же фосфоритах в зависимости от концентрации раковин варьирует в пределах до 12—16%; при содержании P_2O_5 более 5% руды являются промышленными, так как они легко обогащаются (месторождения Эстонии и Ленинградской обл.).

Массивные микрозернистые фосфориты, часто неправильно называемые «пластовыми», представляют собой однородные породы темно-серого, бурого, черного, иногда белого и светло-серого цветов, по внешнему облику сходные с окремненными известняками и доломитами. Лишь под микроскопом устанавливается, что порода состоит из мельчайших оолитов или микроскопических зерен фосфатного вещества, сцементированных фосфатно-карбонатным или фосфатно-кремнистым цементом. Залежи, имеющие форму пластов, оказываются сложенными такими фосфоритами на всю мощность. Вследствие того, что в массивных фосфоритах как цемент, так и цементирующее вещество являются фосфатными, содержание P_2O_5 здесь высокое, достигает 26—28% и более, тогда как содержание полуторных окислов ($Fe_2O_3 + Al_2O_3$) небольшое (2,0—2,5%), так же как содержание SiO_2 (8—15%; месторождения хребта Кара-Тау, бассейна р. Хопра и др.).

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Апатиты и фосфориты применяются главным образом для производства фосфорных или сложных удобрений, повышающих урожайность полей. Рациональное внесение в почву одной тонны P_2O_5 вызывает прирост урожая на 5—6 т хлопка-сырца или 50—55 т

корней сахарной свеклы (8—9 т сахара), 40—50 т клубней картофеля, 7—8 т зерна озимой пшеницы.

Простейшим и наиболее дешевым видом фосфорного удобрения является фосфоритная мука, получаемая путем тонкого размола фосфоритов, в составе которых фосфат является аморфным. Кристаллические фосфаты, в частности апатит, для этой цели непригодны, так как почти нерастворимы в почвенных водах и потому не усваиваются растениями. Вследствие медленной растворимости природных соединений фосфора фосфоритная мука резко повышает урожайность полей лишь на второй и последующие годы (до 10 лет и более) после внесения в почву, в первый же год ее действие невелико. Фосфоритная мука пригодна для удобрения не всех, а только кислых почв — от подзолистых до выщелоченных черноземов. По ГОСТу она должна содержать не менее 19—25% P_2O_5 , и основу ее производства составляют желваковые (с аморфным фосфатом) и зернисто-ракушечниковые фосфориты.

Более эффективными и быстро действующими являются фосфорные удобрения, получаемые путем химической и термической переработки апатита и фосфоритов — суперфосфат, двойной суперфосфат, термофосфат, преципитат, аммофос и др. В результате переработки не усваиваемые растениями фосфаты переводятся в легкоусвояемые, легкорастворимые, удаляются вредные и бесполезные части сырья, повышается концентрация пятиоксида фосфора и последняя связывается с другими питательными веществами (аммонием, калием, магнием и др.).

Суперфосфат, например, получается путем обработки измельченных природных фосфатов (apatита, фосфоритов) или их концентратов серной кислотой; по ГОСТу содержание усвояемой P_2O_5 в суперфосфате, изготавливаемом из апатита, должно составлять не менее 19—20%, а в производимом из некоторых фосфоритов — не менее 14—15%. Соответственно апатитовая руда или концентрат должны содержать не менее 32—33% P_2O_5 , а фосфорит — не менее 23—24%. Вредными примесями в этих случаях являются полуторные окислы и карбонаты, вызывающие повышенный расход кислоты и образование нерастворимых фосфатных соединений, а также придающие суперфосфату некоторые нежелательные физические свойства.

Двойной суперфосфат, в котором содержится около 48% усвояемой P_2O_5 , получают путем разложения природных фосфатов фосфорной кислотой. Термофосфаты с содержанием P_2O_5 20—30% производят путем спекания или сплавления природных фосфатов с солями щелочей (сода, сульфат натрия), причем в исходном сырье должно содержаться не менее 24—26% P_2O_5 , а вредным является наличие кремнезема, вызывающего повышенный расход щелочей и образование силикатов натрия или калия.

Апатиты и фосфориты служат также сырьем для получения фосфора, фосфорной кислоты и различных фосфорнокислых солей, которые используются в химической, сахарной, пищевой

промышленности, в металлургии, медицине, фотографии и других отраслях народного хозяйства.

В зависимости от применения требования к апатитам и фосфоритам в отношении содержания фосфорного ангидрида и примесей различны. Так, сырая (необогатенная) апатитовая руда с содержанием менее 33% P_2O_5 непригодна для производства суперфосфата, но такая руда может быть использована для производства термофосфатов и получения фосфора и фосфорной кислоты. Кроме того, сырые апатитовые руды легко обогащаются флотацией с повышением содержания P_2O_5 в концентратах до 38—40%, что отвечает содержанию 90—98% апатита. Получаемые при обогащении нефелиновые хвосты используются как сырье для получения алюминия, зеленого стекла, фарфора-фаянса, ультрамарина и т. д. Попутно из титаномагнетитовых и эгириновых хвостов возможно извлечение титана и ванадия.

В фосфоритах наименьшим кондиционным содержанием P_2O_5 в настоящее время считается 4—5% при том условии, если они легко обогащаются и дают высококачественные концентраты. При размоле на фосфоритную муку единственное требование к фосфоритам (если только фосфаты не относятся к кристаллическим) заключается в достаточном содержании P_2O_5 , причем из желваковых фосфоритов предпочтительны глинистые, так как в глауконитовых и песчанистых обилие кремнезема затрудняет помол.

Добыча апатитовых руд производится как подземными работами, так и открытым способом, добыча фосфоритов — преимущественно открытым способом. В зависимости от качества фосфорита и продуктивности месторождения эксплуатируются слои мощностью от 0,25 м и выше. Под продуктивностью понимается выход кондиционного фосфорита с одного квадратного метра вскрыши месторождения (в весовых единицах). Минимальная продуктивность слоев, разрабатываемых в настоящее время, 200—250 кг/м².

Первичное обогащение желваковых фосфоритовых руд заключается в отделении желваков определенной крупности от вмещающей породы, производится оно путем рудоразборки, грохочения и промывки, причем желваковые фосфориты из фосфоритной плиты предварительно дробятся. Этими способами удаляют частицы рыхлой пустой породы и мелкую фракцию, бедную фосфатом, в концентрате же остаются желваки и зерна крупностью более 0,5—1,0 мм, а по некоторым месторождениям также и материал класса +0,25 мм; крупные фракции обладают более высоким содержанием P_2O_5 . При первичном обогащении желваковых фосфоритов содержание P_2O_5 в концентрате в зависимости от содержания его в исходной руде удается повысить до 15—25%. Ракушечниковые фосфориты подвергаются первичному обогащению путем промывки, причем из руд с содержанием пятиоксида фосфора 12—14% получают концентрат с содержанием P_2O_5 25%. Без первичного обогащения используются лишь некоторые разности массивных фосфоритов.

Более высокая концентрация фосфата и снижение содержания вредных примесей (R_2O_3 , MgO и др.) достигаются при вторичном обо-

гащении, осуществляемом преимущественно флотацией; в практику обогащения фосфоритов внедряются также некоторые новые методы — электросепарация, флотогравитация и др.

По запасам фосфатных руд СССР занимает одно из первых мест в мире. Только разведанные запасы апатитовых руд и фосфоритов на 1 января 1965 г. составляли 4,5 млрд. *т* вместе с запасами категории С₂ они превышают 9 млрд. *т*. Общие запасы фосфатного сырья в капиталистических странах оцениваются в настоящее время в 44,5 млрд. *т*, из которых лишь 0,5—0,7 млрд. *т* приходится на апатиты.

Добыча фосфоритов в капиталистических странах составляла в 1965 г. 47,9 млн. *т*, из которых 80% дают США и Марокко. Добыча фосфорсодержащих руд в СССР в 1964 г. превысила 25 млн. *т*. В значительных количествах апатитовая руда, концентраты и фосфатные удобрения экспортируются из СССР в страны социалистического лагеря и в некоторые капиталистические страны. В дореволюционное время Россия ввозила фосфориты из Северной Африки, собственная же добыча носила кустарный характер и в 1913 г. составила 23 тыс. *т*.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения апатита

Промышленные месторождения, в которых апатит находится в виде значительной концентрации, встречаются сравнительно редко. Среди них можно выделить следующие генетические типы: 1) собственно магматические, 2) контактово-метасоматические, 3) карбонатитовые, 4) гидротермальные высокотемпературные, 5) гидротермальные среднетемпературные, 6) метаморфогенные.

1. Собственно магматические месторождения имеют главное промышленное значение и характеризуются очень крупными запасами апатита. В этом генетическом типе можно выделить две формации апатитовых руд: формацию апатит-магнетитовых руд типа Северной Швеции (Кирунавара, Люоссавара, Гелливар, Гренгеберг, Ректор) и формацию апатит-нефелиновых руд типа Хибинских тундр.

Апатит-магнетитовая формация пространственно и генетически связана с сиенитовыми и кварцевыми порфирами, характеризуется сростаниями двух главных минералов — магнетита и апатита. Среднее содержание апатита в руде отдельных месторождений этой формации колеблется в широких пределах — от 4,5% (Гелливар) до 33% (Ректор).

Апатит-нефелиновые руды пространственно и генетически тесно связаны с щелочными изверженными породами (ийолит-уртитам) и представлены сростаниями главным образом апатита и нефелина. Крупные размеры рудных залежей, а также высокое содержание в них апатита (до 80%) обеспечили наиболее важное промышленное

значение рудам апатит-нефелинового типа как по добыче, так и по запасам сырья (Хибинские тундры).

2. Контактво-метасоматические месторождения приурочены к контактовым зонам гранитоидов и сиенитов с карбонатными породами. Апатит здесь находится в тесной ассоциации с типичными скарповыми минералами: гранатом, диопсидом, флогопитом, актинолитом, магнетитом и др. Промышленные месторождения этого генетического типа встречаются весьма редко и, кроме того, обладают сравнительно небольшими запасами апатитовых руд. Представителями контактово-метасоматических залежей апатита являются месторождения Канады (Онтарио и Квебек), Индии (штат Бихар) и Мадагаскара.

3. Карбонатитовые апатит-магнетитовые месторождения широко распространены среди железорудных месторождений Южной Америки, Канады, Африки и Европы. Так, например, общие запасы апатитсодержащих карбонатитовых железных руд Бразилии оцениваются в 600 млн. *т*. Значительные запасы апатитовых руд заключены в мезозойских карбонатитовых месторождениях Уганды и Кении в Африке.

Карбонатиты Уганды составляют центральное ядро четырех вулканов и сменяются к периферии щелочными породами разнообразного состава. Запасы карбонатитовых руд наиболее крупного месторождения Сукуллу оцениваются в 200 млн. *т* при содержании 13% P_2O_5 . В районе Бусумбу запасы карбонатитовых апатитовых руд составляют 20 тыс. *т* (30% P_2O_5), а на карбонатитовом месторождении Бутиру (район Бугишу) только одно рудное тело заключает 5 млн. *т* руды с содержанием P_2O_5 от 8 до 35%. В зоне выветривания мощностью до 40 м апатит здесь превращен в даллит и штаффелит. Фосфатизированная порода коры выветривания при тонком помоле может применяться непосредственно как удобрение.

Большое практическое значение имеют в Африке и элювиальные россыпи, возникшие в результате разрушения карбонатитов. Они обычно содержат 15% апатита, около 25% магнетита и до 0,5% пиррохлора.

В Южной Родезии известны апатитсодержащие карбонатитовые месторождения Шамва и Дорова. В них выделяются линзообразные тела длиной до 275 м и мощностью более 12 м, сложенные в основном апатитом и магнетитом.

Следовательно, в настоящее время карбонатитовые апатит-магнетитовые месторождения как по запасам, так и по добыче апатита занимают второе место после собственно магматических месторождений апатит-нефелиновых руд, а поэтому они имеют очень важное промышленное значение.

4. Высокотемпературные гидротермальные месторождения имеют форму жил небольших размеров и отличаются высоким содержанием апатита. Вследствие трудности эксплуатации маломощных жил и высокой стоимости добываемого апатита последний извлекается лишь попутно при комплекс-

ной добыче других ценных минералов, например флогопита. Примерами месторождений данного генетического типа являются флогопит-апатитовые месторождения Канады и Испании (Касерес).

5. Среднетемпературные гидротермальные месторождения апатита подразделяются на два типа: 1) трещинные жилы, залегающие в силикатных породах, 2) метасоматические залежи, располагающиеся в известняках. В первом случае апатит совместно с кварцем и карбонатами заполняет тектонические трещины, а во втором — апатитовые руды образовались в результате замещения известняков гидротермальными растворами, приносившими из магмы фосфор и фтор.

Гидротермальные месторождения апатита этого типа встречаются очень редко и известны лишь в Испании (районы Толедо и Логросан) и Китае.

6. Метаморфогенные месторождения апатита образуются в результате регионального (Южное Прибайкалье) и контактового метаморфизма первичноосадочных фосфоритов (Каратау, Казахстан). Вследствие этого они обычно имеют форму пластов и пластовых залежей, переходящих по простирацию в фосфориты. Мощность таких пластов колеблется от 1—2 до 10—15 м. Основная масса рудных залежей сложена апатитом, кварцем, диопсидом и кальцитом. Эти минералы образовались за счет осадочных пород без заметного привноса компонентов. Апатит представлен фтористой разновидностью (фторапатитом), характеризуется несколько пониженным содержанием P_2O_5 и отсутствием редких земель.

Явления перекристаллизации фосфоритов в апатиты под влиянием контактового метаморфизма были впервые установлены советскими геологами для среднекембрийских фосфоритов Каратау (П. Л. Безруков, А. Г. Трухачева и др.). Как известно, фосфориты Каратау представляют собой пласты фосфатизированных пород. Влияние интрузии каледонских гранитов проявилось в перекристаллизации фосфата в апатит, изменении микроструктуры породы, появлении новых минералов, в частности диопсида, тремолита и др. Несмотря на существенные различия в характере метаморфизма Южного Прибайкалья и Каратау, пример последнего также показывает, что при метаморфизме пластовых осадочных фосфоритов возникают пластовые апатитовые руды.

Следовательно, примерами месторождений этого генетического типа могут служить пластовые залежи апатита Восточной Сибири (Южное Прибайкалье, Тупкинская долина и др.) и Каратау (Казахстан), открытые советскими геологами в течение последних лет.

На территории Советского Союза известно несколько районов с месторождениями апатита (Восточная Сибирь, Красноярский край, Урал, Каратау и др.), однако по запасам и добыче апатита первое место занимает Кольский полуостров (Хибинские тундры).

Промышленные месторождения фосфоритов относятся к экзогенным и подразделяются на морские и континентальные. Среди морских месторождений выделяются биохимические и механические (перетолженные галечники и конгломераты) осадочные, а среди континентальных — остаточные, инфильтрационные, аллювиальные и биохимические.

1. Морские осадочные биохимические месторождения фосфоритов относятся к наиболее распространенным и дают главную массу как запасов, так и добычи. Среди месторождений этой группы отличают образовавшиеся за счет накопления богатых фосфором раковин, наличие которых служит прямым свидетельством биохимического происхождения, и лишенные скелетных остатков, возникшие при косвенном участии организмов, преимущественно планктонных. Общие условия образования как тех, так и других рассматриваются в курсе «Условия образования месторождений полезных ископаемых» (Татаринов, 1963, стр. 289—291).

К первой подгруппе относятся месторождения ракушечниковых фосфоритов, примерами которых являются месторождения Эстонии (Азери. Маарду) и Ленинградской области (Кингисепп, Красное Село). Ко второй подгруппе принадлежат месторождения желваковых, зернистых и массивных фосфоритов. Месторождения желваковых фосфоритов как на территории СССР, так и за рубежом весьма многочисленны, типичны Вятско-Камское месторождение, месторождения Южно-Русской впадины, верхние горизонты Егорьевского месторождения и ряд других. Месторождения хребта Каратау, а также месторождения Скалистых гор (США) представляют собой примеры массивных фосфоритов; месторождения зернистых фосфоритов известны среди палеогеновых отложений Средней Азии и ордовикских отложений Сибирской платформы.

По форме залежей все морские биохимические месторождения являются пластовыми, по условиям же образования подразделяются на платформенные и геосинклинальные, существуют также и месторождения переходного типа. Различия в условиях образования проявляются в формах распространения фосфоритовых пластов по площади, в приуроченности их к вмещающим породам определенного литологического состава, в условиях залегания пластов, в числе пластов, их мощности, продуктивности, содержании фосфорного ангидрида в составе фосфоритов.

Месторождения фосфоритов платформенных областей имеют широкое площадное распространение, достигающее многих сотен, тысяч и десятков тысяч квадратных километров; они относительно выдержаны вдоль древней береговой линии, вкрест простираения которой фосфоритоносные отложения фациально изменяются довольно быстро, но также распространяются на большое расстояние. Фосфоритоносная толща содержит от одного до трех фосфоритных слоев не-

большой (отдельные слои — до нескольких десятков сантиметров, суммарно — до 1—1,5 м) мощности, перемежающихся с вмещающими породами также небольшой мощности.

Представлены фосфориты преимущественно желваковыми, реже — ракушечниковыми и зернистыми, еще реже — массивными разностями. Нижний фосфоритовый слой часто образован фосфоритным галечником или конгломератом, возникшим за счет перемыва и переотложения более древних фосфатных пород. Перемежающиеся «пустые» породы часто также содержат редкие рассеянные желваки и зерна фосфорита. Представлены эти породы чаще всего кварц-глауконитовыми песками, глинами, мелом, реже опоками. Характерным парагенетическим минералом в платформенных фосфоритовых месторождениях является глауконит; к аутигенным минералам относятся также кальцит, пирит и др., кластические представлены преимущественно кварцем. Обычно в слоях обильна фауна, в ракушечниковых разностях являющаяся фосфатной. Залегают фосфоритовые слои и слои вмещающих пород практически горизонтально; известны, однако, ограниченные нарушения залегания, вызванные причинами нетектонического порядка (движения ледника, залегание фосфоритного слоя на неровной поверхности подстилающих пород).

Суммарная мощность всей фосфоритоносной толщи обычно не превышает нескольких метров. В соответствии с характерными текстурными особенностями фосфоритов продуктивность фосфоритовых слоев является низкой и варьирует от 0,2 до 1,5 т/м². Содержание P_2O_5 в фосфоритовом концентрате первичного обогащения изменяется от 12 до 28 % и только в редких месторождениях массивного фосфорита достигает 30 %.

✓ Фосфоритоносные бассейны геосинклинальных областей имеют линейно вытянутую форму с размерами по длинной оси, намного превышающими ширину. Так, бассейн Скалистых гор имеет размеры в длину более 1000 км при ширине 400 м, а бассейн Каратау — до 125 км в длину при ширине до 20—25 км. Они отличаются сложным складчатым залеганием пластов, крутым падением их, вплоть до вертикального и даже опрокинутого. Месторождения часто затронуты дизъюнктивными нарушениями — поперечными, продольными и диагональными сбросами, взбросами, надвигами, достигающими значительных амплитуд. Фосфоритоносные толщи образованы обычно кремнями, кремнистыми сланцами, известняками и доломитизированными известняками, содержащими также и некоторые количества фосфатного вещества. Пласты фосфоритов среди таких пород залегают сериями (до 7 пластов), отдельные пласты имеют мощность до 10—14 м, суммарная мощность достигает 40 м, общая же мощность фосфоритоносной толщи 50—80 м.

В геосинклинальных областях преимущественно распространены массивные фосфориты, однако в краевых зонах фосфоритоносных бассейнов встречаются также и желваковые фосфориты. Среди парагенетических минералов в месторождениях геосинклинальных

фосфоритов глауконит, как правило, отсутствует, постоянно имеется аутигенный кремнезем и большое количество карбонатов кальция и магния. В геосинклинальных фосфоритах очень часто присутствуют марганец, ванадий, редкие и в некоторых зарубежных месторождениях радиоактивные элементы (урановые руды). Последние известны, например, в геосинклинальных месторождениях фосфоритов Скалистых гор и Северной Африки, но отмечаются также и в некоторых платформенных фосфоритовых месторождениях Флориды (США). Для геосинклинальных фосфоритов характерны также оолитовые структуры (несвязанные платформенным фосфоритам) и массивные текстуры. Продуктивность геосинклинальных фосфоритов, как правило, является высокой и достигает 25 т/м^2 ; содержание P_2O_5 также высокое и составляет 22—36 %.

✓ 2. Морские переотложенные (механические осадки) месторождения представляют собой фосфоритовые галечники и конгломераты, образованные путем механического накопления размытых и переотложенных древних фосфоритов. Процессы размыва и переноса имели место при наступании моря, и фосфориты этого типа встречаются обычно почти в самом основании трансгрессивно залегающих толщ. Выше по разрезу они часто сменяются фосфоритами предыдущей генетической группы, нередко составляя с ними одно целое. Форма залегания фосфоритовых галечников и конгломератов пластовая. По текстурным особенностям, мощности пластов, их продуктивности и содержанию фосфорного ангидрида переотложенные фосфориты близки к желваковым; под механическим воздействием морских волн и течений желваки в этом случае оказываются окатанными. Типичными являются Подольское месторождение фосфоритовых галечников и Кролевецкое месторождение фосфоритовых конгломератов (оба месторождения на Украине), горизонты же с переотложенными фосфоритами известны во многих месторождениях Южно-Русской впадины, в Егорьевском месторождении и в ряде других. За рубежом к этому типу относятся некоторые месторождения Флориды (США), где валуны и галька фосфоритов образуют конгломераты (land pebble) с цементом из песка, глины и мягкого фосфата, распространенные на больших площадях.

3. Остаточные месторождения фосфоритов, принадлежащие к группе континентальных, образуются в результате химического выветривания слабо фосфатизированных карбонатных пород, при котором углекислый кальций выщелачивается и уносится поверхностными водами, на месте же выветривания накапливается нерастворимый фосфат. Мелкие зерна и порошок фосфорита высокого качества (P_2O_5 30 % и более) выполняют впадины и карстовые воронки в фосфатсодержащих известковистых породах и образуют залежи неправильной формы и меняющейся мощности. Месторождения приурочены к приповерхностной зоне современной или древней коры выветривания и часто в нижней части этой коры связаны с инфильтрационными образованиями фосфатов, относящимися

уже к следующему генетическому типу месторождений. В СССР к остаточным месторождениям относятся Ашинское (западный склон Южного Урала), Белкинские (Горная Шория) и некоторые другие. Мощные залежи остаточных фосфоритов известны в штате Тенесси (США).

4. Инфильтрационные месторождения возникают в континентальных условиях на нижних горизонтах коры выветривания за счет фосфатов, выщелоченных из различных фосфатизированных пород в верхних горизонтах. Выщелачивание вызывается поверхностными водами, богатыми углекислотой и органическими (гумусовыми) кислотами. Фосфаты уходят с водами в подземную циркуляцию и переотлагаются в нижележащих известняках частью путем заполнения трещин и карстовых пустот, нередко с образованием различных натечных форм, преимущественно же путем замещения известняков фосфорнокислым кальцием. Фосфориты этого типа обладают высоким качеством, но отличаются невыдержанными условиями залегания, так как образуют «карманы» в известняках и нижняя поверхность залежи является неровной, волнистой. К этому генетическому типу относятся залежи «твердых» фосфоритов (hard-rock) Флориды, располагающиеся среди фосфатизированных известняков неогена в форме неправильных скоплений мощностью до 10 м. К этому же типу принадлежат «белые» фосфориты штата Тенесси (США), возникшие за счет морских осадочных «синих» фосфоритов, фосфат которых выщелочен и переотложен в трещинах и пустотах известняков, а также путем замещения последних.

В СССР инфильтрационным является, по-видимому, Антоново-Липовское месторождение на Урале (близ Свердловска), где натечные массы фосфорита залегают в трещинах среди гранитов, подвергшихся выветриванию. В некоторой части к инфильтрационным метасоматическим месторождениям принадлежат, вероятно, и упомянутые выше Ашинское и Белкинское месторождения.

В Белкинских месторождениях (Кемеровская область) выявлены два типа фосфоритовых руд — первичные и вторичные. Первичные представлены массивными карбонатными фосфоритами, прослой которых мощностью от первых дециметров до десятков метров приурочены к известково-доломитовой толще синийского — нижнекембрийского возраста. Качество первичных фосфоритов низкое, среднее содержание P_2O_5 составляет 9—12%. В мезо-кайнозойское время эти фосфориты подверглись интенсивному выветриванию и переработке, при которых в карстовых полостях на поверхности известняков и доломитов образовались залежи вторичных фосфоритов — остаточных и переотложенных метасоматических. Качество последних более высокое, они содержат 19—23% P_2O_5 и пригодны для производства фосфоритной муки.

5. Аллювиальные месторождения фосфоритов представлены речными фосфоритными галечниками, образованными, подобно морским галечникам, путем механического разрушения

первичных осадочных месторождений, переноса и переотложения фосфоритового материала реками вместе с другим аллювиальным материалом. Скопления таких галечников известны во многих районах мира (river pebble во Флориде), но не имеют существенного промышленного значения.

6. Биохимические континентальные месторождения представлены залежами гуано, т. е. накоплениями экскрементов морских птиц и некоторых животных. Они образуются преимущественно на пустынных морских берегах и океанических островах, заселенных птицами. Фосфориты этого типа обладают высоким содержанием пятиоксида фосфора (около 27%), а также присутствием значительных количеств азота и калия. Залежи достигают мощности до 35 м и вследствие высокого качества фосфоритов имеют важное значение. Известны они на островах Тихого и Индийского океанов, на гористом побережье Тихого океана в Перу и Чили.

К этой же группе относятся скопления фосфатного сырья, образовавшиеся за счет сгруженности костей животных среди осадочных пород континентального происхождения, в аллювии рек и в пещерах. Такие месторождения редко являются промышленными. В СССР они известны в бассейнах рек Сев. Двины, Чу, Или и др.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

До открытия в 1925 г. крупных апатитовых месторождений Хибинских тундр Кольского полуострова промышленных месторождений апатита в Советском Союзе не было. Некоторый научный и производственный интерес, по аналогии с апатит-магнетитовыми рудами Северной Швеции, представляли и представляют железорудные месторождения Среднего Урала (рудник Лебяженский и гора Высокая). Кроме того, проявления апатита были давно известны во флогопитовых жилах района р. Слюдянки в Южном Прибайкалье.

Кроме залегания в жилах апатит в районе Слюдянки находится также в кварц-диопсидовых пластах в виде мелких рассеянных кристалликов и зерен. Опыты по обогащению метаморфических руд Слюдянского месторождения с содержанием 3—4% P_2O_5 показали возможность получения из них апатитового концентрата с содержанием до 30—32% P_2O_5 при извлечении 90% апатита из руды.

Прогнозные запасы апатита в этом генетическом типе месторождений очень большие. По данным М. С. Сахаровой (1956), апатитоносный пояс протягивается от Восточных Саян на западе к северо-востоку, в Южное Прибайкалье, далее в бассейны рек Баргузина и Витима и затем в район Алданского массива. Он складывается метаморфическими породами среднего и верхнего архея, среди которых местами существенное развитие имеют мраморы, кварциты, карбонат-диопсидовые и тремолит-диопсидовые сланцы и гнейсы.

В западной части этого пояса в отрогах Хамар-Дабана, спускающихся в Тункинскую долину, найдены кварц-диопсидовые апатито-

носные породы типа слюдяных. Продолжение апатитовосной полосы намечается по левобережью р. Иркут в отрогах Тункинских Альп.

Район Алдана, как известно, характеризуется развитием метаморфических архейских пород, аналогичных породам Слюдянского района, в силу чего эти породы и были выделены Д. С. Коржинским в алдано-слюдянский комплекс, а флогопитовосность обоих районов особенно четко подтверждает их геологическое сходство. В флогопитовых жилах Алдана, так же как и в флогопитовых жилах Слюдянки, развиты кристаллы апатита.

Как справедливо указывает М. С. Сахарова (1956), все эти геологические факты дают возможность предположить нахождение в пределах Алданского массива апатитовосных метаморфических пород и требуют проведения поисково-ревизионных работ.

На Северном Кавказе открыто своеобразное гидротермальное месторождение апатитовых руд, сравнительно бедных ($7-7,5\%$ P_2O_5), но легко обогащающихся.

Среди всех известных в настоящее время апатитовых месторождений самыми крупными и богатыми по содержанию апатита являются месторождения Хибинских тундр. Затем идут месторождения Бразилии, где общие запасы апатит-магнетитовых карбонатитов оцениваются в 600 млн. *т*.

Значительные запасы апатита содержатся в докембрийских магнетитовых месторождениях Северной Швеции (Кирунавара, Люосавара, Гелливара, Гренгсберг, Ректор). Содержание апатита в рудах месторождений Кирунавара и Люосавара составляет 10% , Гелливара $4,5\%$. Общие запасы апатита этих месторождений Северной Швеции составляют примерно 30 млн. *т* при среднем содержании P_2O_5 $5,3\%$.

В Западной Европе промышленными месторождениями апатита верхнепалеозойского возраста обладает только Испания. Общие запасы их оцениваются в 25 млн. *т* при содержании P_2O_5 от 19 до 42% .

В пределах Африканского континента докембрийские месторождения апатита известны в Южно-Африканской Республике. Они представлены в основном самостоятельными апатитовыми рудами и сосредоточены в Трансваале (область Палабора). Эти месторождения связаны с карбонатитами.

Апатит-флогопитовые месторождения известны в Канаде, на Мадагаскаре и в Индии.

Месторождения фосфоритов на территории СССР многочисленны, но распределены крайне неравномерно. В северных, северо-западных и центральных районах европейской части СССР на Русской платформе широко распространены месторождения желваковых фосфоритов. К ним относятся фосфоритовые месторождения сеномана (верхний мел) Днепровско-Донецкой впадины, занимающие огромную площадь и выходящие на поверхность по окраинам впадины. По северной окраине они выходят в полосе шириной до $60-70$ км на территории Смоленской, Брянской, Калужской, Курской и Воронежской областей (Полпинское, Щигровское, Трухачевское,

хибиниты последовательно сменяются все более молодыми комплексами рисчорритов, ийолит-уртитов, среднезернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов (рис. 66).

Ийолит-уртиты и связанные с ними месторождения апатита залегают на границе между хибинитами и рисчорритами или среднезернистыми нефелиновыми сиенитами, протягиваясь в виде открытой к востоку дугообразной полосы на расстоянии около 70 км при мощности от 250 м до 2,5 км. Интрузия ийолит-уртитов имеет коническую форму, падение ее к центру массива под углом $50-70^\circ$ у нижнего контакта и от $15-20^\circ$ до близгоризонтального — у верхнего.

Внутреннее строение комплекса ийолит-уртитов асимметричное. В основании интрузии залегают меланократовые разности ийолитов: мельтейгиты и меланократовые ийолиты; в средней и верхней ее частях развиты лейкократовые ийолиты и уртиты.

Комплекс ийолит-уртитов имеет расслоенное строение, выражающееся в согласном чередовании прослоев уррита, ийолита и мельтейгита. Мощность отдельных прослоев меняется от 0,5 до 15—30 м. Падение полосчатости непосредственно у нижнего контакта интрузии согласное крутое, под углом $60-70^\circ$. На небольшом удалении от контакта крутое падение полосчатости быстро становится более пологим (до $20-25^\circ$).

Апатитовые месторождения приурочены к висячему боку комплекса ийолит-уртитов и располагаются на контакте их с рисчорритами или среднезернистыми нефелиновыми сиенитами. Ниже абс. отметки +500 м апатит-нефелиновые тела залегают внутри комплекса ийолит-уртитов.

В пределах ийолитовой дуги (на протяжении 50 км) устанавливается четыре месторождения апатита: 1) Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррское, 2) Куэльпор-Лявойокское, 3) Коашвинское и 4) Ньюорпахское — Суолуайвское (рис. 67).

Крупнейшее из них Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррское апатитовое месторождение расположено в юго-западной части массива. В северу от него на расстоянии 15—18 км находится месторождение Куэльпор-Лявойок, а в 3 км к востоку — месторождение Коашва. Ньюорпахское месторождение расположено в крайней юго-восточной части массива на расстоянии 10 км от Коашвинского.

За пределами ийолит-уртитовой дуги известно Поачвумчоррское рудопроявление апатита, находящееся в 10 км к север-северо-западу от Кукисвумчоррского рудного тела.

Кукисвумчорр - Юкспор - Расвумчоррское апатитовое месторождение прослежено подземными горными выработками и разведочными скважинами по простиранию на протяжении 11,5 км и на глубину по вертикали до 1,5 км. В его состав входят Кукисвумчорр-Юкспорское и Расвумчоррское рудные тела линзо- и пластообразной формы при мощности от 20 до 100—150 м. С глубиной мощность рудных тел уменьшается, однако полного их выклинивания нигде не отмечено. Падение рудных тел к цен-

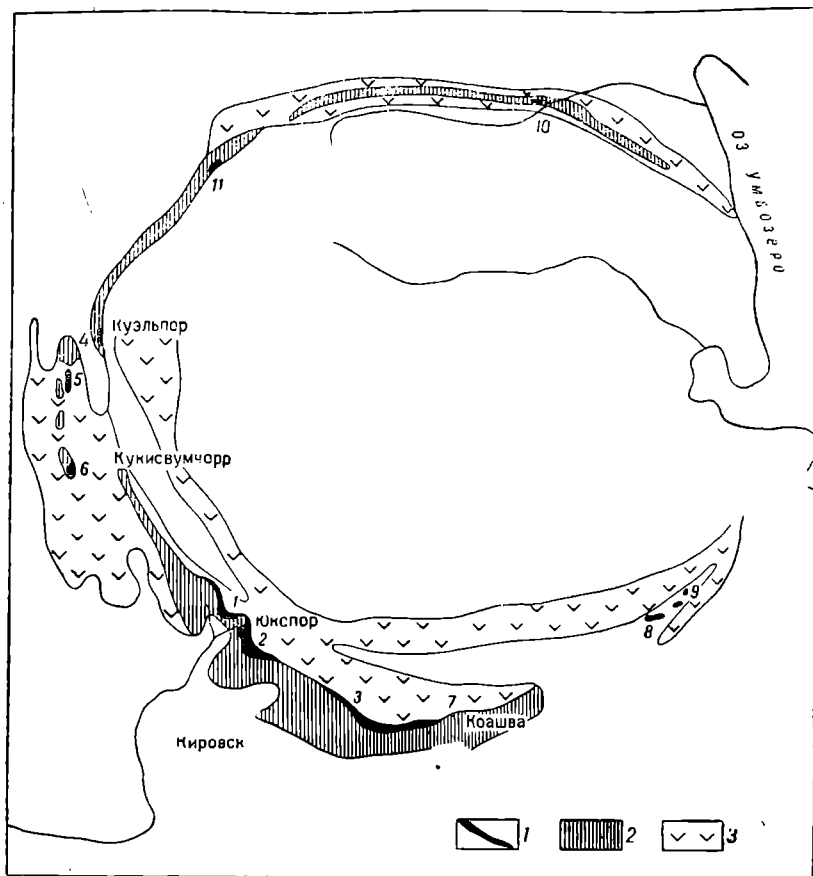


Рис. 66. Схематическая карта Хибинских месторождений.

По Н. А. Елисееву

1 — апатитовые залежи; 2 — комплекс ийолит-уртитов; 3 — рисchorриты (нефелиновые сиениты). Цифрами в кружках показаны апатитовые месторождения: 1 — Кунишвумчорское; 2 — Юкспорское; 3 — Расвумчорское; 4 — Кузльпорок; 5 и 6 — месторождения горы Поачвумчорр; 7 — Коашвинское; 8 — Ньюорпахское; 9 — Суолуайвское; 10 — месторождение на р. Лявойк

тру массива под углом $25-30^\circ$. Ниже абс. отм. $+200$ м угол падения апатитовых тел увеличивается (35° и более).

Строение апатит-нефелиновых рудных тел зональное: в висячем боку их залегают богатые пятнистые и пятнисто-полосчатые руды; к лежащему боку приурочены бедные линзовидно-полосчатые, крупно-блоковые и сетчатые руды. Мощность зоны богатых пятнистых руд достигает $50-70$ м, а суммарная мощность бедных руд $100-120$ м. В богатой зоне месторождения прослеживается ветвящееся тело апатитовой брекчии мощностью от $0,5-5$ до $10-15$, реже 60 м.

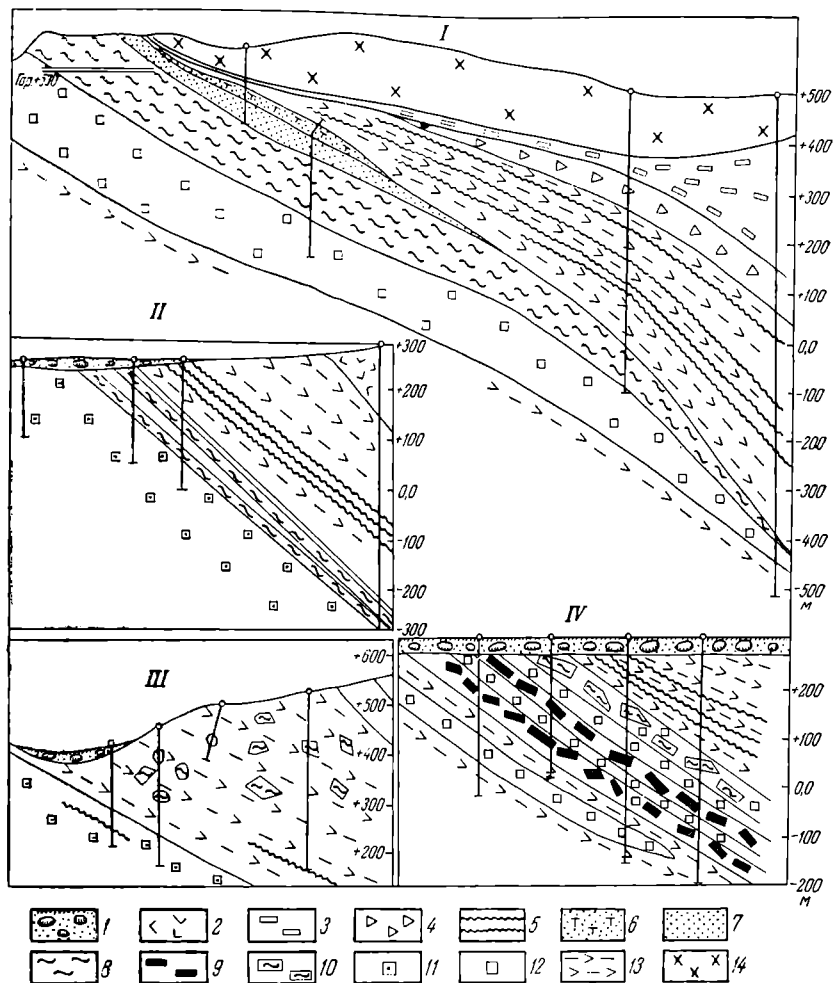


Рис. 67. Геологические разрезы по апатитовым месторождениям Хибин.
По М. М. Калинин

I — Кукиевумчорр-Юкснор-Расвумчоррское; II — Куальпор-Лявйоокское; III — Коашвинское; IV — Ньюорпахское-Суолуайское
1 — четвертичные отложения; 2 — среднезернистый нефелиновый сиснит; 3 — лувирит; 4 — малинит; 5 — прослои мельтейгитов в трахитоидном ийолите; 6 — сфен-apatитовая порода; 7 — пятистая апатит-нефелиновая руда; 8 — линзовидно-полосчатая апатит-нефелиновая руда; 9 — блокированная апатит-нефелиновая порода (месторождение Коашва); 10 — брекчия; 11 — массивный уртит; 12 — массивный полевошпатовый уртит; 13 — трахитоидный ийолит; 14 — рихсчоррит

Пятнисто-полосчатая руда характеризуется наличием в массе мелкозернистого апатита пятен — пойкилокристаллов эгирина, нефелина и сфена, перемежающихся с уртитовыми полосками. Содержание апатита в богатой руде 60—70% (P_2O_5 , 23—27%).

Линзовидно-полосчатая руда представляет собой чередование тонких апатитовых полосок с линзочками ийолитового и уртитового состава. Крупноблочная руда представлена той же линзовидно-полосчатой разновидностью, лишь содержащей включения крупных кристаллов-блоков нефелина, размерами до 5 см в поперечнике. Сетчатая руда характеризуется более плотным сгущением линзочек мелкозернистого ийолита и наличием между ними тонкой сети апатитовых полосок. Среднее содержание апатита в бедной зоне 40—45% (P_2O_5 , 16—17%).

На контакте рудных тел с рихторритами залегает дайка малингит-луаврита мощностью от 3 до 7 м. Ниже по падению, на абс. отметках +500 и +300 м, в зоне контакта рудных тел с ийолитами развиты сфеновые и сфен-apatитовые породы общей мощностью 50—60 м. Содержание апатита в них 20—25%, а сфена 25—30%.

В лежачем боку рудные тела повсеместно граничат с массивными среднезернистыми урритами. Взаимоотношения их характеризуются постепенными переходами или взаимным переслаиванием между собой. Наиболее часто переход в ту или другую сторону осуществляется путем согласного чередования прослоев апатит-нефелиновых пород с урритами. Мощности зон переслаивания находятся в пределах от 20 до 70 м. При прослеживании отдельных рудных прослоев в подземных горных выработках часто видно, как они под прямым углом обрываются в перемежающемся с ними уртите, нередко расчленяясь при этом на ряд блоков.

Массивный уртит в местах разрыва рудных прослоев переходит из согласных слоев в межблочное пространство, занимая при этом секущее положение относительно полосчатости руды. Частая приуроченность блокированных апатит-нефелиновых пород к зонам переслаивания их с массивным уртитом, а также взаимоотношения, при которых массивный уртит одновременно находится и в полосчатых ассоциациях с рудой и сечет ее, позволяют рассматривать эти структуры как прототектонические образования, возникшие в собственно магматическую стадию формирования апатитовых месторождений.

Разведанные запасы апатит-нефелиновых руд в Хибинах огромные. Добыча руды на месторождении в 1964 г. составила 14,4 млн. т; к 1970 г. намечается увеличить добычу до 32 млн. т в год.

По мнению А. Е. Ферсмана и Н. А. Елисеева, апатитовые месторождения с ийолит-урритами имеют не только пространственную, но и генетическую связь.

А. Н. Лабунцов и М. П. Фивег отрывают во времени образование апатитовых руд от ийолит-уртитов, допуская при этом существование самостоятельной апатит-нефелиновой магмы. Геологи Хибино-

горской ГРП, учитывая повсеместную пространственную связь апатитовых тел с массивными уртами, а также наличие между ними постепенных переходов и зон переслаивания, считают их син-генетическими образованиями.

Если ранее считалось, что ийолиты и апатитовые месторождения являются самыми молодыми образованиями в Хибинах (Б. М. Куплетский), то в настоящее время общепринятой является точка зрения Н. А. Елисеева, согласно которой после формирования ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых рудных тел еще происходили внедрения среднезернистых нефелиновых сиенитов и фойлитов.

Большинство исследователей считают, что апатит-нефелиновые руды пространственно и генетически тесно связаны с комплексом щелочных пород, образование которых постепенно перемещалось от периферии к центру Хибинского лополита. Конечным результатом магматической дифференциации явилось накопление ийолит-уртитового расплава, обогащенного апатитом. Этот остаточный расплав впоследствии был выжат по возникшей конической трещине в вышележащие щелочные сиениты (хибиниты и рисчорриты). По мнению А. Е. Ферсмана, Н. А. Елисеева и других исследователей Хибинских тундр, пространственное обособление апатит-нефелинового расплава происходило в конической трещине, в процессе застывания ийолит-уртитовой магмы.

Маркопиджское месторождение апатита. Месторождение расположено на Северном Кавказе в среднем течении р. Малой Лабы, на площади серпентинитового массива и приурочено к пересечению крупного разлома с опоярющими трещинами близмеридионального направления. На контакте кислых интрузий с серпентинитами возникли различные апатит-карбонатные, карбонат-apatитовые, слюдяные, тальковые и другие постмагматические образования.

Три рудных тела жилко- и линзообразной формы вытянуты в меридиональном направлении и падают на восток под углом 30—60°. Руды сложены карбонатами (брейнерит, доломит), апатитом, обыкновенной роговой обманкой и актинолитом, в меньшей степени вермикулитом, пироксеном, флогопитом, биотитом, хлоритом, магнетитом, ильменитом, пиритом и гидроксидами железа; примеси — рутил, циркон, сфен и ортит. Наиболее детально изучены два рудных тела (1 и 2). Длина их по простиранию 300 и 800 м, по падению 270 и 300 м, мощность 3—36 и 1,7—30,9 м. Рудное тело 2 по обломкам руды в элювиально-делювиальных отложениях прослежено еще на 800 м, а скважинами вскрыто по падению на 100, 130 и 170 м при мощности от 2,2 до 6,2 м. На глубине рудные тела 1 и 2 срезаются меридиональным разломом с амплитудой около 50 м. Смещенная часть этих рудных тел пересечена скважиной на глубине 200 м.

Содержание P_2O_5 в первом рудном теле в среднем 7,45%, во втором — 7,06%; запасы апатитовых руд до глубины пересечения скважинами составляют 6 млн. т. Опыты по обогащению руд Марко-

пиджского месторождения показали возможность получения из них апатитового концентрата с содержанием до 32% P_2O_5 при извлечении 76—77% апатита из добытой руды.

Месторождения фосфоритов

Месторождения желваковых фосфоритов сеномана. Эти месторождения широко распространены на обширной территории в пределах Смоленской, Брянской, Орловской, Калужской, Воронежской, Курской, Харьковской, Донецкой областей и в Белорусской ССР, рассматривавшейся А. Д. Архангельским вместе с В. Н. Крестовниковым

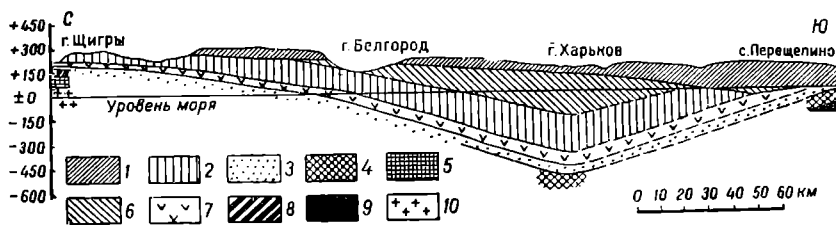


Рис. 68. Схематический разрез через Южно-Русскую впадину.

По А. Д. Архангельскому, В. Н. Крестовникову и Н. С. Шатскому, 1927

1 — палеоген; 2 — сантон; 3 — сеноман; 4 — подсеноманские мезозойские отложения; 5 — средний (?) девон; 6 — маастрихтский и кампанский ярусы; 7 — турон и ковынский ярус; 8 — верхняя юра северной части впадины; 9 — каменноугольные (?) отложения; 10 — докембрийские образования

стовниковым и Н. С. Шатским (Архангельский, 1927₁) в тектоническом отношении в качестве Южно-Русской впадины. Под последней понимается крупная впадина в докембрийском фундаменте Русской платформы, выполненная мощной толщей мезозойских и отчасти палеогеновых отложений. Верхнемеловые отложения выходят на поверхность по периферии впадины, падают же слои мезозоя в направлении к ее осевой части (рис. 68).

По северной окраине впадины верхнемеловые породы выходят в полосе шириной до 60—70 км, и месторождения фосфоритов здесь многочисленны. Для района Брянска типичны Полпинское и тяготеющая к нему группа месторождений, для Курской области — Щигровское, Трухачевское и смежные с ним месторождения.

Полпинское месторождение находится в 8—10 км к северо-востоку от Брянска, обладает крупными запасами фосфоритов и интенсивно эксплуатируется. В этом месторождении сеноманская фосфоритовая толща (рис. 69, а) содержит три слоя фосфоритов желвакового типа, залегающих в кварц-глауконитовых песках. Покрывается она песчаными породами четвертичного возраста, местами встречается песчаный мел («сурка») турона; общая мощность покрывающих пород не превышает 10 м, в среднем 4,7 м. Фосфоритовые слои залегают практически горизонтально.

Нижний слой, мощностью 0,05—1,50 м, содержит глинистую и глинисто-песчанистую фосфоритовую гальку и в меньшем количестве неокатанные песчанистые фосфоритовые желваки; он обладает

продуктивностью от 389 до 626 кг/м² при содержании Р₂О₅ в исходной руде 6,40%, в концентрате же первичного обогащения 18%. Второй (средний) фосфоритовый слой отделен от нижнего кварц-глауконитовым песком мощностью до 5 м. Мощность

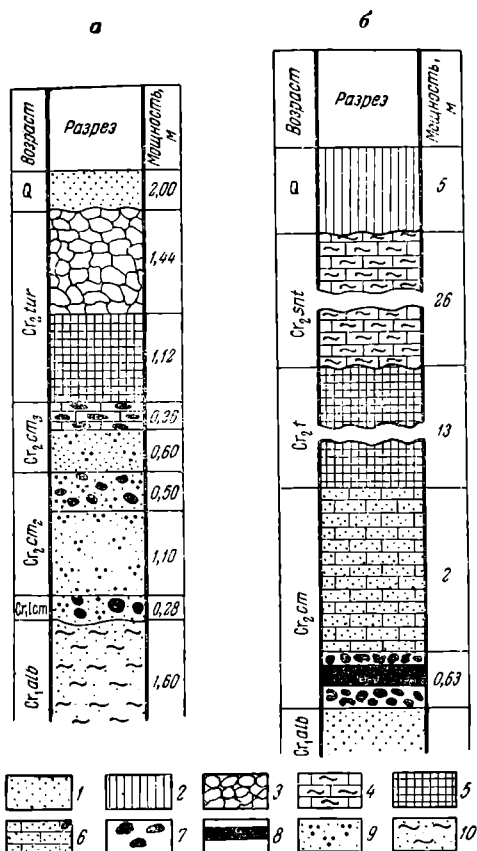


Рис. 69. Геологические разрезы Полпинского (а) и Шигровского (б) фосфоритовых месторождений. По С. И. Савинову (а) и П. И. Уфлянд (б)

1 — песок; 2 — суглинок; 3 — опока; 4 — мергель; 5 — мел; 6 — известковый песчаник («сурка»); 7 — желваки фосфорита; 8 — фосфоритная плита; 9 — глауконитовый песок; 10 — песчанистая глина

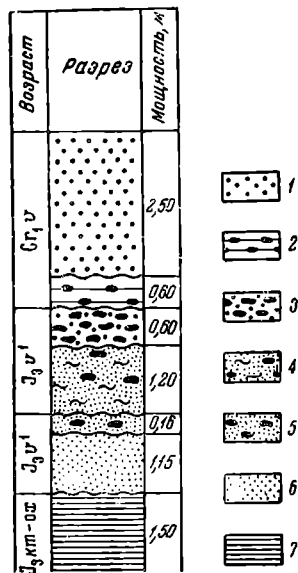


Рис. 70. Геологический разрез фосфоритоносных отложений Егорьевского района. По Н. Т. Зончу и П. И. Уфлянд
1 — кварцевый песок; 2 — глина с желваками фосфорита; 3 — фосфоритовые конкреции в песке; 4 — глинистый глауконитовый песок с редкими желваками фосфорита; 5 — глауконитовый песок с желваками фосфорита; 6 — песок глауконитовый; 7 — глина

слоя от 0,05 до 2,50 м, образован он неокатанными песчанистыми фосфоритовыми желваками, заключенными в кварц-глауконитовом песке, и имеет продуктивность от 682 до 1534 кг/м² при среднем содержании Р₂О₅ в руде 6,9%, в концентрате первичного обогащения до 18,7%. Третий слой имеет малую мощность, ограниченно распространен и практического значения не имеет.

Помимо фосфата в составе фосфоритов Полпинского месторождения участвуют кварц (до 40—50%), кальцит (до 15%), глауконит (3—4%). Содержание полутвердых окислов в фосфоритах относительно небольшое и не превышает 3,0—3,5%. В 1964 г. на Полпинском месторождении добыто 1509 тыс. *т* фосфорита, используемого после обогащения способом флотации для производства фосфоритовой муки.

В месторождениях Курской области сеноманский фосфоритоносный горизонт состоит из одного-двух фосфоритовых слоев, причем один слой обычно представлен крепкой фосфоритной плитой (см. рис. 69, б), другой — крупными фосфоритовыми желваками, сгруппированными в кварц-глауконитовом песке. Фосфориты везде песчаные. Продуктивность месторождений выше, чем в районе Брянска, и варьирует от 1000 до 1600 $\text{кг}/\text{м}^2$; содержание P_2O_5 в исходной руде 9—13%, в концентрате первичного обогащения 14—17%. Эксплуатируются Щигровское и Трухачевское месторождения.

Перспективные запасы сеноманских фосфоритов по Южно-Русской впадине оценивались более чем в 100 млрд. *т*, однако практически можно использовать их лишь из горизонтов по окраинам впадины. Добыча фосфоритов из центральной части впадины нереальна как вследствие большой глубины их залегания (до 600 м), так и по причине водоносности сеноманских пород и наличия артезианских горизонтов в вышележащей толще.

Егорьевский фосфоритоносный район. Платформенные месторождения желваковых фосфоритов Егорьевского района находятся на территории Московской области в 80—90 км к юго-востоку от Москвы, занимают площадь около 4000 км^2 и распадаются на несколько участков. В тектоническом отношении район приурочен к депрессии на Русской платформе, заключенной между Окско-Цнинским валом и Воронежской антеклизой. Сложен район осадочными породами средней и верхней юры и нижнего мела, залегающими на размытой поверхности известняков карбона (рис. 70). В составе этих отложений выделяют три фосфоритовых слоя.

1. Нижний фосфоритовый слой относится к нижневолжскому ярусу верхней юры и залегает на слабо размытых кимериджских глинах с редкими конкрециями фосфоритов. Образован он плотно сгруппированными желваками глинистого фосфорита, заключенными в глауконитовом глинистом песке или глауконит-песчанистой глине; на участках с глубоким залеганием слоя желваки сливаются в плиту, сцементированную фосфатно-кальцитовым цементом. Иногда слой разделяется на два прослоя, разобщенных тонким прослоем глины. Отличают желваки двух генераций: 1) пиритизированные, сильно окатанные и обладающие глянцевитой черной поверхностью; 2) слабо окатанные, с шероховатой поверхностью. Желваки первого типа содержат фауну кимериджского возраста и являются перекрытыми и перетолженными; желваки второго типа относятся к первичным. Средняя мощность слоя 0,26 м, продуктивность изменяется от 484 до 1220 $\text{кг}/\text{м}^2$, среднее содержание P_2O_5 в исходной руде 7,6—14%,

в концентрате первичного обогащения 18,9—25,5%. Вследствие постоянного присутствия глауконита содержание полуторных окислов в руде составляет 13—16%, в концентрате 6,0—11,4%.

2. Второй слой является верхневолжским и отделен от нижнего глинистыми глауконитовыми песками с редкими желваками фосфоритов; мощность песков — от 0,8 до 7,0 м. Верхневолжский слой сложен глауконитовым песком с включениями глауконитовых желваков фосфоритов, кверху переходящими в фосфоритную плиту, в краевых зонах цементированную.

3. Третий, или рязанский, фосфоритовый слой относится к валлажинскому ярусу нижнего мела и залегает непосредственно на верхневолжских фосфоритах. Этот слой представлен песчанистой оолитовой глиной, содержащей мелкие железистые желваки фосфорита, в глубоко залегающих зонах также сцементированных в плотную плиту.

Верхневолжский и рязанский слои составляют одно целое и при эксплуатации рассматриваются как один горизонт. Средняя мощность его 1,17 м, продуктивность варьирует от 1090 до 2430 кг/м², содержание P_2O_5 в руде 10,4—16,0%, в концентрате первичного обогащения 20—26%. По сравнению с нижневолжским горизонтом верхневолжские и рязанские фосфориты содержат больше глауконита и поэтому обладают более высоким содержанием полуторных окислов, варьирующем в концентрате от 12 до 21%.

Фосфоритоносные отложения перекрыты белыми кварцевыми песками неокома и песчаными четвертичными отложениями, общая мощность перекрывающих пород на значительных площадях составляет всего лишь 2—3 м, максимальная 27 м. Эксплуатация производится открытыми работами. Все слои залегают практически горизонтально. На некоторой площади верхний горизонт уничтожен эрозией и сохраняется только нижневолжский слой, являющийся объектом самостоятельной эксплуатации. При добыче фосфоритов попутно извлекается глауконит, применяемый для смягчения жестких вод и для изготовления красок и удобрений.

Запасы фосфоритов по месторождениям Егорьевского района оцениваются в настоящее время в 320 млн. т и обеспечивают производство фосфоритовой муки для сельского хозяйства севера и центра европейской части Советского Союза. В районе действуют два рудника, на которых в 1964 г. добыто 2897 тыс. т фосфорита.

Прибалтийский фосфоритовый бассейн. Прибалтийские месторождения располагаются на обширной территории в Эстонской ССР и Ленинградской области. Фосфоритовый горизонт приурочен здесь к основанию ордовика (пакерортские слои) и представлен оболочками песками и песчаниками, содержащими фосфатный раковинный материал. Залегает фосфоритовый горизонт (рис. 71) на кембрийских кварцевых песках и песчаниках, в свою очередь лежащих на синих нижнекембрийских глинах, перекрывается кварцевыми глауконитовыми песками и песчаниками. Местами непосредственно в кровле горизонта залегают дикинонемовые сланцы незначительной мощ-

ности, в нижней части иногда переслаивающиеся с оболочными песчаниками. Выше пески и песчаники сменяются глауконитовыми и ортоцератитовыми известняками и доломитами, относящимися к среднему ордовика и нередко полностью срезанными эрозией. Еще выше расположены моренные и песчано-глинистые отложения четвертичного времени. Мощность фосфоритового горизонта варьирует от 0,5 до 5 м, в районе между городами Таллином и Кундой достигает до 11 м. Падает горизонт очень полого, практически горизонтально, на юг, угол падения 10—15'.

В составе фосфоритовых слоев выделяют: а) мелко- и среднезернистые фосфоритоносные кварцевые пески, содержащие обломки и целые створки раковин брахиопод, распределенные неравномерно и обычно концентрирующиеся в верхних частях горизонта; б) оболочные песчаники, слабо сцементированные глиной или окислами железа (легко крошатся пальцами) и заключенные в виде прослоев среди песков преимущественно в верхней части горизонта; в) плотные крепкие песчаники с железисто-доломитовым цементом, известные как в нижних, так и в верхних частях оболочной толщи в пределах Ленинградской области, но местами совершенно отсутствующие в разрезе.

В Эстонии между городами Таллином и Нарвой есть еще две разновидности песчаников: г) песчаник с обломками раковин оболуса, сцементированный пиритом и залегающий в виде слоя мощностью до 10 см в всячем боку горизонта; д) «оболочный конгломерат», представляющий собой песчаник, обогащенный целыми раковинами *Obolus*, их обломками, а также галькой; такой «конгломерат» залегают в виде линз мощностью от нескольких сантиметров до 2 м и длиной от нескольких метров до нескольких километров.

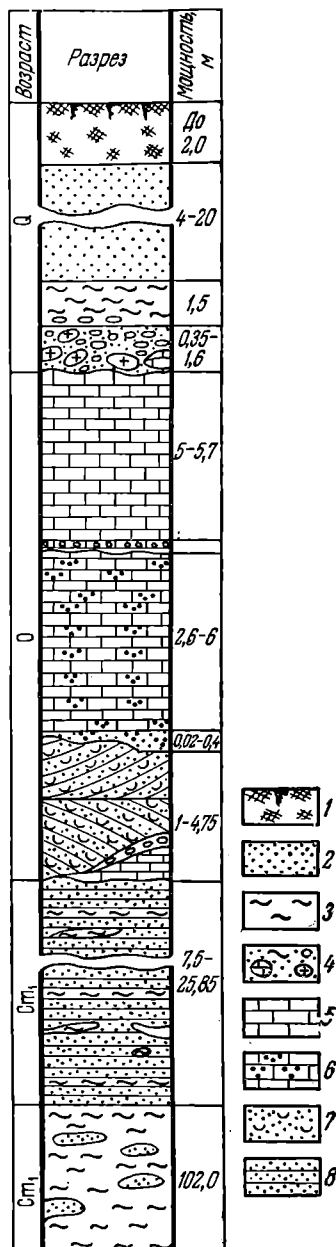


Рис. 71. Разрез фосфоритоносных отложений Кингисеппского месторождения. По И. И. Метелькову
1 — почва; 2 — песок; 3 — глина; 4 — морена; 5 — известняк; 6 — глауконитовый известняк; 7 — фосфоритовый ракушечник в кварцевом песке; 8 — песчаник

Содержание P_2O_5 в фосфоритах зависит от количества в них раковин, анализы которых свидетельствуют об исключительном постоянстве содержания фосфатного вещества, составляющем 35—36,5% P_2O_5 . В целом содержание P_2O_5 в оболочках ракушечниковых фосфоритах Эстонии и Ленинградской области невысоко и составляет 5—10%, но руды хорошо обогащаются с получением концентрата, содержащего до 30% P_2O_5 . Разведан ряд месторождений, из которых наиболее крупными являются Кингисеппское в Ленинградской области, Маарду и Азери — в Эстонии.

Кингисеппское месторождение находится около одноименного города в западной части Ленинградской области. В этом районе фосфоритовый горизонт имеет мощность от 0 до 5 м и залегает на глубине 0,5—25 м, возрастающей с севера на юг; эксплуатируются участки, на которых общая мощность покрывающих пород не превышает 15 м, в том числе известняков и доломитов 4—9 м. Руды по преимуществу представлены оболочковыми песками, в которых прослеживаются также прослои ожелезненных доломитизированных песчаников. Содержание P_2O_5 по отдельным участкам колеблется от 7,67 до 9,2%, продуктивность же в зависимости от мощности пласта варьирует от 4500 до 6200 кг/м². При помощи флотации из руд получают концентрат, содержащий до 30% P_2O_5 (извлечение до 90%). Содержание полуторных окислов в концентрате не превышает 1,5%. На месторождении выстроены и эксплуатируются с конца 1963 г. карьер и обогатительная фабрика производительностью 2200 тыс. т руды в год. Разведанные запасы на месторождении оцениваются почти в 200 млн. т. Добыча 1964 г. составила 2,4 млн. т.

В Эстонии эксплуатируется месторождение Маарду, по которому среднее содержание P_2O_5 несколько выше и составляет 8,9—12,7%, а в «оболовом конгломерате» достигает местами 23%.

Фосфоритоносный бассейн хребта Каратау. Геосинклинальные месторождения хр. Каратау располагаются по северо-восточным отрогам этого хребта и находятся в пределах Джамбулской и отчасти Чимкентской областей Казахской ССР. Он вытянут в виде узкой полосы, местами расширяющейся до 20—25 км и имеющей протяженность около 120 км.

Район месторождения сложен протерозойскими, нижнепалеозойскими, среднепалеозойскими и кайнозойскими отложениями. Наиболее древними являются метаморфические сланцы кокдзотской свиты протерозоя, выше которых залегают песчаники, конгломераты, глинистые, кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, а также доломитизированные известняки каройской серии нижнего кембрия общей мощностью до 2000—2500 м (рис. 72).

Над породами каройской серии располагается еще более мощная толща пород тамдинской серии, по возрасту охватывающая интервал от среднего кембрия до среднего ордовика; нижняя часть этой серии, принадлежащая к среднему кембрию и выделяемая в качестве чулактауской свиты, является фосфатной. Она начинается с горизонта

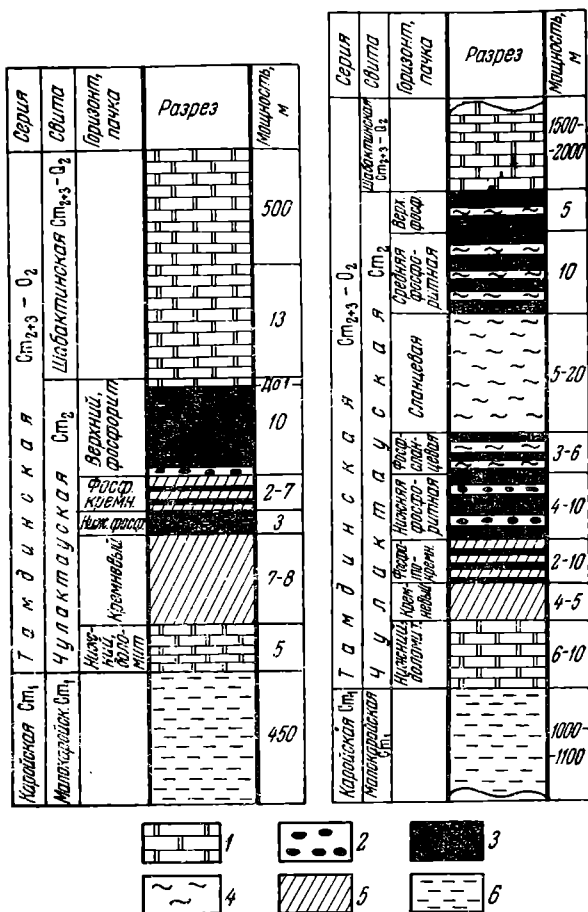


Рис. 72. Разрез фосфоритонесущих отложений месторождений Чулакту (а) и Коксу (б). По Б. М. Гиммельфарбу, 1965
 1 — доломит; 2 — фосфоритный конгломерат; 3 — фосфорит; 4 — серицит-кремнистые сланцы; 5 — кремни; 6 — кремнисто-глинистые сланцы

так называемых «нижних доломитов» мощностью в среднем около 8 м, выше которого строение свиты изменчиво — в ее составе участвуют перемежающиеся пласты и пачки высококачественных фосфоритов, кремней, фосфатно-карбонатных, фосфатно-кремнистых и им подобных пород. Фосфатная толща имеет мощность до 70—75 м, иногда она сокращается до нескольких метров.

Верхняя часть тамдинской серии образована мощной (3000—3500 м) толщей доломитов и доломитизированных известняков,

относимой к шабактинской свите ($C_{2+3} - O_2$). На размытой поверхности нижнего палеозоя с резким угловым несогласием залегают осадки верхнего девона и нижнего карбона. На последних сохранились останцы морских и континентальных отложений палеогена, а также четвертичные рыхлые породы.

Нижнепалеозойские отложения прорваны интрузией гранитоидов, прослеживаемых в виде нескольких небольших изолированных выходов и трех относительно крупных массивов, сложенных

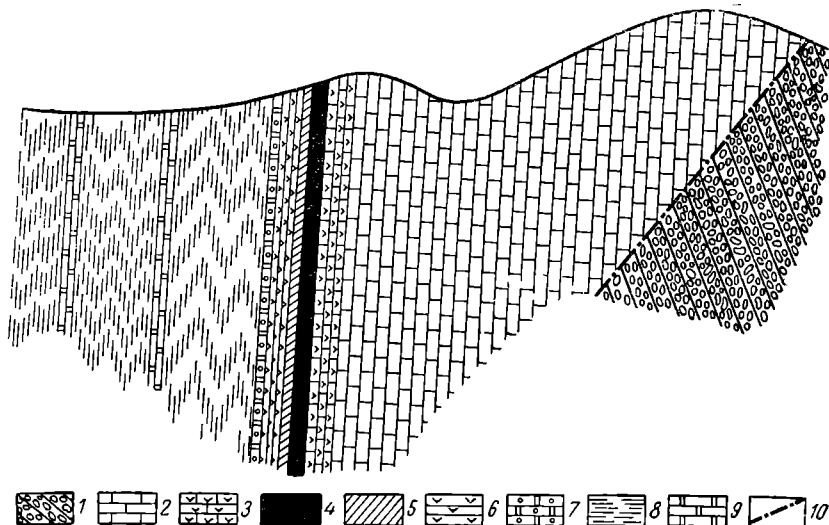


Рис. 73. Схематический геологический разрез через центральную часть фосфоритового месторождения Чулактау.

По Б. М. Гиммельфарбу и А. С. Соколову, 1954

1 — верхний девон (конгломераты); 2 — нижний силур — средний кембрий (нерасчлененные известняки и доломиты); 3 — нижний силур — средний кембрий (горизонт «бурых известняков»); 4 — средний кембрий (фосфатная серия, главная фосфоритовая пачка); 5 — средний кембрий (фосфатная серия, фосфато-кремневая и нижняя фосфоритовая пачки); 6 — средний кембрий (фосфатная серия, кремневая пачка); 7 — средний кембрий (горизонт «нижних доломитов»); 8 — нижний кембрий (нерасчлененные кремнистые породы); 9 — нижний кембрий (первый и второй горизонты доломитов); 10 — линии тектонических нарушений

гранитами и гранодиоритами. Интрузивы перекрыты отложениями верхнего девона, чем доказывается их каледонский возраст. С интрузией гранитоидов связан метаморфизм фосфатных и карбонатных пород бассейна.

Породы нижнего палеозоя собраны в крутые и сложные складки, нарушены многочисленными надвигами, продольными, поперечными и диагональными смещениями разных амплитуд. Пласты, как правило, имеют моноклиальное залегание и падают на северо-восток под углом от 30—35 до 50—60°, реже (в юго-восточной части бассейна) они поставлены вертикально, в отдельных месторождениях наблюдается даже опрокинутое залегание.

В пределах бассейна изучено 26 месторождений фосфоритов, различающихся между собой по строению фосфатной толщи, особенностям тектонической обстановки, составу фосфоритовых пластов, количеству пластов и их мощности. Так, в юго-восточной части бассейна (месторождение Чулактау, рис. 72, а и 73) наблюдается лишь один фосфоритовый пласт мощностью 0,6—14 м и более, тогда как в северо-западной части бассейна (месторождение Кокеу и другие, см. рис. 72, б) насчитывается до семи пластов суммарной мощностью до 30 м при мощности отдельных пластов до 14 м.

Для фосфоритов бассейна характерна массивная разновидность, но изредка встречаются как желваковые разности, так и фосфоритовые конгломераты. Массивные фосфориты по внешнему облику представляют собой однородные, плотные, довольно тяжелые породы серого или черного цвета. Они обладают призматической отдельностью, хорошо подчеркнутой на рудах, подвергшихся выветриванию. Иногда в массивных фосфоритах наблюдается микрослоистость. Под микроскопом устанавливается, что состоят они из зерен или оолитов аморфного или микрокристаллического фосфата, связанных фосфатным, карбонатным, кремнистым или, чаще всего, смешанным цементом; поперечные размеры зерен и оолитов 0,01—0,2 мм. Постоянными минералами-примесями в массивных фосфоритах являются карбонаты (кальцит и доломит) и халцедон, в ничтожных количествах встречаются терригенный кварц и полевые шпаты, присутствуют органическое и глинистое вещество, окислы железа и марганца; на глубине трещины в фосфатной массе часто заполнены пиритом.

Фосфоритовые конгломераты состоят из округлых или продолговатых галечек массивных фосфоритов, скрепленных фосфатно-карбонатно-кремнистым цементом в сплошную породу, встречающуюся в виде слоев мощностью от 10—20 см до 1—2 м. Образование их связано с перемывом ранее образовавшихся массивных фосфоритов.

Содержание P_2O_5 в фосфоритах Каратау изменяется от 25 до 36 %, составляя в среднем около 28 %. Содержание R_2O_3 изменяется от 0,4 до 4,5 % (в среднем 2,0—2,5 %), содержание же CO_2 , свидетельствующее о степени карбонатности руд, варьирует от 2 до 7 %, а иногда и до 15—16 %. Содержание кремнезема изменяется очень широко — от 1—2 до 29 %. Важной особенностью фосфоритов Каратау является значительное содержание MgO , в среднем составляющее 2—3 %, что отвечает 10—15 % доломита; наличие последнего осложняет процесс получения суперфосфата и делает неудовлетворительными его физические свойства.

На некоторых месторождениях (Чулактау, Тешик-Тас, Сулейман-Сай и др.) в зонах контакта с гранитоидами фосфориты подверглись существенным изменениям, связанным с контактовым метаморфизмом.

Месторождения хр. Каратау обладают огромными запасами фосфоритов с высоким содержанием фосфорного ангидрида. Для производства фосфоритной муки они, однако, непригодны и потому

используются для переработки на концентрированные растворимые удобрения. В связи с наличием в фосфоритах карбонатов магния производство суперфосфата из каратауских руд также затруднено и требует добавки до 25% апатита. Прогрессивной является переработка этих руд электротермическим путем с получением возгонкой элементарного фосфора, а уже из него — концентрированного фосфорного удобрения. В настоящее время в бассейне хр. Каратау разрабатываются месторождения Чулактау и Аксай. В 1964 г. на этих рудниках добыто 1,3 млн. *т* фосфорита.

По генезису фосфоритовые месторождения хр. Каратау относятся к морским осадочным, возникшим в условиях каледонской геосинклинали. Осаждение фосфатного вещества происходило в зоне шельфа во время среднекембрийской трансгрессии моря. Уже после образования фосфоритов нижнепалеозойские отложения были интенсивно дислоцированы, собраны в складки, подверглись дизъюнктивным нарушениям и прорваны интрузиями гранитоидов, вызвавшими метаморфизм.

Ашинское месторождение. Это месторождение остаточных фосфоритов находится в Миньярском районе Челябинской области вблизи железной дороги Челябинск — Уфа. Оно располагается в краевой части Уральской складчатой области на ее стыке с Русской платформой.

Район месторождения сложен осадочными породами протерозоя, палеозоя и кайнозоя. Фосфоритоносные отложения относятся к нижней перми и представлены фаунистически охарактеризованными известняками и доломитами артинского яруса. Характерны брекчиевидные известняки, состоящие из обломков серых и светло-серых известняков, сцементированных темно-серым или коричнево-бурым известковым или известково-фосфатным цементом. Падение известняков крутое (50—70°), мощность более 200 м и полностью не установлена. Отложения артинского яруса с эрозионным несогласием перекрыты гипсами, мергелями и глинистыми сланцами кунгура, горизонтально залегающими песками и глинами неогена, аллювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями. Мощность кунгура изменяется от 150 до 30 м, мощность неогена не превышает 20 м, а всех четвертичных — 10—15 м.

Месторождение приурочено к вершине невысокой, но крутой гряды юго-восточного простирания. Залежь в плане имеет неровные очертания, длина ее 1,6 км, ширина изменяется от 50 до 350 м. Фосфориты залегают на неровной закарстованной поверхности фосфатизированных известняков пермского возраста, выступы которых разделяют залежь на несколько изолированных частей. Вскрыша в среднем составляет 1,3 м, мощность фосфоритов резко меняется на близких расстояниях, возрастая от 0,5—1 м в краевых частях до 77 м во внутренних и составляя в среднем 8 м (рис. 74).

По составу фосфориты неоднородны. Преобладают рыхлые, землистые и глинистые разности, составляющие 70—80% всей массы фосфоритов и содержащие от 20 до 30%, а в некоторых случаях

до 37% P_2O_5 . Среди рыхлых фосфоритов в виде глыб и обломков встречаются три другие разновидности — плотные пористые и ячеистые, каолиноподобные и окремненные. В плотных пористых фосфоритах поры и каверны выполнены рыхлым фосфоритом, содержание P_2O_5 в них превышает 30%. Окремненные фосфориты относятся к бедным. В рыхлых фосфоритах содержатся также угловатые обломки фосфатизированных брекчиевидных известняков размерами от 0,1 до 2 м, часть карбонатов в которых метасоматически замещена фосфатом. Количество и размеры таких обломков с глубиной увеличиваются, содержание же фосфата уменьшается, и фосфориты постепенно

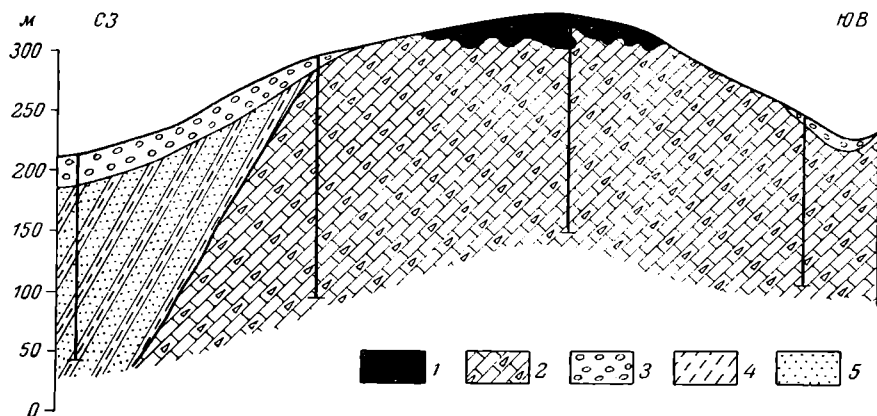


Рис. 74. Схематический широтный геологический разрез через Ашинское месторождение фосфоритов.

По Г. И. Водорезову, Н. П. Варламову и М. А. Мульменко, 1956

1 — фосфоритовая залежь; 2 — известняк брекчиевый, слабо фосфатизированный; 3 — делювиальные отложения; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты известковистые

сменяются слабо фосфатизированными брекчиевидными известняками, содержащими 2—4% P_2O_5 .

В среднем по залежи фосфориты содержат P_2O_5 23,11%, CaO — 37,87%, MnO — 1,94%, потери при прокаливании составляют 9,26%, нерастворимый остаток 13,62%. Большая часть P_2O_5 хорошо растворяется в почвенных водах и легко усваивается растениями, в связи с чем ашинские фосфориты используются в качестве фосфоритовой муки. Месторождение эксплуатируется, в 1964 г. здесь добыто 71 тыс. т фосфорита. Разведанные запасы по месторождению оцениваются в 4 млн. т фосфорита.

По генезису месторождение является остаточным и образовалось при химическом выветривании фосфатизированных известняков и накоплении нерастворимых остатков, богатых фосфатами. Некоторая часть последних поступала, по-видимому, из верхних горизонтов, в настоящее время смытых, и отлагалась путем метасоматического замещения кальцита известняков в нижних горизонтах.

Антонов Л. Б. Апатитовые месторождения Хибинской тундры. В сб.: «Хибинские апатиты», т. 7, Госхимиздат, 1934.

Архангельский А. Д. Петрографические и химические типы русских фосфоритов. В кн.: «Фосфориты СССР». Изд. Геол. ком., 1927.

Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. В кн.: «Фосфориты СССР». Изд. Геол. ком., 1927.

Безруков П. Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геологопоисковых работ. В сб.: «Фосфориты Каратау». Изд-во АН КазССР, 1954.

Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. Госгеолтехиздат, 1963.

Вирвянский Г. М. [и др.]. Новые данные по структуре Хибинских апатитовых месторождений. Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 1.

Водорезов Г. И., Варламов Н. П. и Мульменко М. А. Ашинское месторождение фосфоритов в Приуралье. В сб.: «Вопросы геологии агрономических руд». Изд-во АН СССР, 1956.

Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. Изд-во «Недра», 1965.

Гиммельфарб Б. М. и Соколов А. С. Геология и полезные ископаемые Чулактау. В сб.: «Фосфориты Каратау». Изд-во АН КазССР, 1954.

Елисеев Н. А. Хибинские апатитовые месторождения. «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1937, ч. 66, вып. 3.

Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат, 1963.

Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1947. (Тр. ИГН, вып. 29, петрогр. серия, № 10.)

Курман И. М. Об условиях образования фосфоритоносных оболочек песчаников Ленинградской области. Геология горно-химического сырья. Тр. Ин-та горно-химич. сырья, вып. 2, 1955.

Лабунцов А. Н. [и др.]. Апатит. В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР». Изд-во АН СССР, 1936.

Мюйрисенп К. К. Оболочные фосфориты Эстонской ССР. В сб.: «Вопросы геологии агрономических руд». Изд-во АН СССР, 1956.

Промтов А. Н. Апатит. В кн.: «Минерально-сырьевая база СССР», вып. 27, 1935.

Руденко С. А. К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1964, т. 47, вып. 2.

Сахарова М. С. Проблемы поисков метаморфических фосфатов в Сибири. В сб.: «Вопросы геологии агрономических руд». Изд-во АН СССР, 1956.

Смирнов А. И. и Шмелькова Ю. Ф. Фосфориты Белоусинского месторождения (Кузнецкий Алатау). Тр. Ин-та горно-химич. сырья, вып. 7, 1962.

Смирнов С. С. Материалы по геологии и минералогии Южного Прибайкалья. Изв. Геол. ком., вып. 83, 1928.

Татарinov П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, изд. 2, 1963.

Уфлянд Ц. И. и Трухачева А. Г. К вопросу о полноценном использовании промышленных месторождений фосфоритов. Тр. Ин-та горно-химич. сырья, вып. 5, 1959.

Ферсман А. Е. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика. В кн.: «Хибинские апатиты», сб. 3. Изд-во АН СССР, 1931.

Шерешевский А. И. Фосфатное сырье (apatиты и фосфориты). Госгеолтехиздат, 1959. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 19, изд. 2.)

СЕРА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Сера как химический элемент относится к VI группе III ряда периодической системы элементов Д. И. Менделеева и является типичным металлоидом. Порядковый номер серы 16, средний атомный вес 32,066; состоит она из смеси изотопов S^{32} , S^{33} , S^{34} и S^{36} , преобладают изотопы S^{32} и S^{34} , в сумме составляющие более 99% смеси; отношение между изотопами $S^{32} : S^{34}$ меняется от 21,61 до 22,60.

По А. Е. Ферсману, среднее содержание серы в земной коре составляет 0,10%. В природе сера встречается в самородном виде, основная масса ее участвует в составе минералов группы сульфидов и группы сульфатов; существенные количества серы, связанной в виде соединений типа H_2S , SO_2 и других, присутствуют в вулканических газах и в водах минеральных источников; некоторая часть серы входит в состав белков и всегда содержится в организмах животных и растений. Для народного хозяйства любой страны наибольшее практическое значение имеет самородная сера.

Известно шесть полиморфных модификаций серы, но в природных условиях устойчива лишь так называемая α -сера, кристаллизующаяся в ромбической сингонии. Встречается она в виде прозрачных или просвечивающих кристаллов пирамидального или усеченно-пирамидального облика, чаще же в виде зернисто-кристаллических агрегатов и скрытокристаллических или порошковатых и землистых масс. В чистом виде сера желтого цвета разных оттенков, посторонние примеси придают ей красноватую и бурю окраску разной интенсивности, вплоть до черной. Иногда сера загрязнена механическими примесями: глинистым и органическим веществом, гипсом, каплями газов и нефти, содержит изоморфные примеси селена, мышьяка, теллура, очень редко таллия. Твердость серы 1—2, удельный вес 2,05—2,08. Природная сера нерастворима ни в воде, ни в серной кислоте, но легко растворяется в сероуглероде (CS_2), хорошо растворима в нефти, керосине и анилине. Крепкая азотная кислота и царская водка вызывают окисление серы и переводят ее в серную кислоту.

Самородная сера относится к хорошим изоляторам, является непроводником тепла и электричества, при трении заряжается отрицательным электричеством. Ромбическая α -сера плавится при температуре 112,8°, но при медленном нагревании до температуры 95,5° переходит в моноклинную β -серу, плавящуюся уже при температуре 119°. На воздухе сера легко загорается и горит синим пламенем с выделением сернистого ангидрида SO_2 ; температура воспламенения серы 247,8—266,1°, температура кипения при давлении в 1 атм — 444,6°.

Главнейшей областью применения серы в промышленности является производство серной кислоты, потребности в которой в народном хозяйстве очень велики. В огромных количествах серная кислота используется в производстве фосфорных удобрений; так, для выработки одной тонны суперфосфата требуется около 400 кг серной кислоты. В химической промышленности серная кислота применяется в производстве фосфорной, соляной и ряда других кислот, для выработки красителей, различных технических солей, при изготовлении и обработке пластических масс и т. п. В нефтяной промышленности она служит для очистки керосина и нефтяных масел, в металлургии — для травления металлов. Значительные количества серной кислоты в зарубежной промышленности расходуются для обработки урановых руд и производства урана. В СССР производство серной кислоты в 1968 г. достигло 10166 тыс. т, что почти в 90 раз превышает ее производство в царской России.

В сыром виде сера потребляется резиновой промышленностью для вулканизации каучука, бумажной промышленностью и в производстве искусственного шелка — с целью получения сернистого ангидрида и сероуглерода для обработки древесины и целлюлозы, в спичечном производстве и производстве взрывчатых веществ — как составная часть зажигающей смеси и черного пороха, в пищевой промышленности — для отбеливания и осветления ряда пищевых продуктов, а также при консервировании фруктов и в холодильном деле, в сельском хозяйстве — как средство для борьбы с вредителями растений и в качестве удобрений. Она применяется также в производстве специальных сортов цемента, в стекольном деле, в текстильной промышленности, в медицине.

Промышленных мономинеральных скоплений самородная сера не дает и обычно встречается в осадочных и вулканических породах в виде прослесов, линз, гнезд, прожилков, корок, разнообразных натечных агрегатов, друз и щеток кристаллов, а также в виде тонкой вкрапленности, нередко обильной, как бы пропитывающей породу и цементирующей ее составные части.

Рудами для получения серы могут служить любые сероносные породы с содержанием самородной серы не менее 5—8%. По минеральному составу и литологическим особенностям выделяют несколько типов руд, среди которых наиболее распространены известняковые (кальцитовые), кальцит-доломитовые, мергелистые и глинистые руды, реже встречаются гипсовые и песчанистые или кремнисто-песчанистые, а также так называемые опалитовые руды и серные кварциты.

Известняковые и кальцит-доломитовые серные руды сложены тонкозернистым и пелитоморфным кальцитом или кальцитом и доломитом, часто пропитаны битумами и содержат прожилки крупнокристаллического вторичного кальцита; сера распределена в рудах в виде тонкой вкрапленности, образует округлые и овальные вклю-

чения, развивается в виде прожилков и корок по трещинам или в виде гнезд выполняет неправильной формы пустоты, обычно вместе с кристаллами вторичного кальцита. Минералами-примесями являются целестин, гипс, кварц, халцедон, глаукоцит, пирит, гидроокислы железа, обломочные зерна полевых шпатов, глинистое вещество.

В составе мергелистых руд содержание глинистого вещества возрастает, и руда состоит из карбонатно-глинистой массы, в которой сера слагает тонкие прожилки, различной формы включения и цементирует отдельные брекчированные участки; обычно сера является крупнокристаллической и ассоциирует с вторичным кальцитом или (реже) гипсом и лишь иногда неравномерно пропитывает породу. Минералы-примеси здесь те же, что и в известняковых и кальцит-доломитовых рудах.

Глинистые руды обычно встречаются среди карбонатных и состоят из глинистого вещества, представленного преимущественно каолинитом и монтмориллонитом. Формы развития серы и минералы-примеси те же, что и в карбонатных рудах; постоянно встречаются мелкие рассеянные зерна кальцита, количество которых в переходных разновидностях руд возрастает. Часто глинистые руды обладают повышенной (сравнительно с другими типами руд) битуминозностью.

Гипсовые серные руды являются вторичными, возникшими за счет окисления руд карбонатного состава. Они сложены мелкозернистым гипсом, неравномерно пропитанным серой, распределенной также в виде включений и вкраплений; иногда скрытокристаллическая сера наблюдается в гипсах в виде неправильных гнезд и прожилков совместно с вторичными карбонатами.

Песчанистые серные руды представляют собой песчаники, в которых слабо окатанные мелко- и среднезернистые обломки кварца сцементированы серой. В кремнисто-песчанистых рудах в составе цемента участвует также аморфный кремнезем.

Опалитовые серные руды образованы мелкими кристаллическими зернами серы, сцементированными опалом, присутствуют также алунит, марказит, пирит, гипс, барит и каолинит.

Серные кварциты сложены мелкозернистым кварцем, пересеченным густой сеткой тонких жилок серы, образующих ячеи с поперечными размерами до 0,2 мм; мощность жилок также составляет доли миллиметра и лишь в узлах сетки и в отдельных прожилках достигает 1 мм.

По насыщенности серой выделяют богатые (более 25% самородной серы), средние (10—25%) и бедные (5—10%) руды. К наиболее богатым относятся известняковые руды, содержащие обычно около 25% серы, и песчанистые, в которых содержание серы достигает 40%; серные руды других типов относятся к средним и бедным.

В зависимости от условий залегания добыча серных руд производится открытыми или подземными работами, а также путем выплавки серы непосредственно под землей по способу Фрэша. Эксплуатация залежей горными работами затрудняется легкой вос-

пламеняемостью серы при взрывах и выделением природных газов, содержащих ядовитый сероводород.

Способы извлечения серы из руд зависят от содержания, формы и размеров зерен серы, от наличия примесей и состава породы. Руды с содержанием серы ниже 18—25% подвергаются предварительному обогащению, осуществляемому механическим (дробление, грохочение, промывка, флотация) способом, преследующим цель как повысить концентрацию серы, так и удалить некоторые примеси, преимущественно глину. Богатые руды и концентраты в специальных печах и автоклавах подвергаются плавке, при которой получают сырую или «комовую» серу. Переплавкой или перегонкой в ретортах и химическим путем такую серу очищают от механических и химических примесей и получают рафинированную серу, представляющую конечный продукт. Наиболее вредными и нежелательными примесями в сере являются мышьяк, селен и битумы; первые два компонента совершенно недопустимы в сере для сернокислотного и вискозного производств, а также для пищевой промышленности и медицины.

Наряду с серными рудами важным источником получения элементарной серы и ее соединений (особенно серной кислоты) служат также колчеданные руды, отходы («хвосты») после обогащения медных и других сульфидных руд, природные и отходящие промышленные сернистые газы, газы коксохимического производства и сульфатные горные породы (гипс и ангидрит). В США из общего количества производимой серы до 10—15% приходится на долю восстановленной.

Добыча самородной серы в капиталистических странах в 1964 г. составила около 12 млн. *т*, в 1966 г. в США добыто 6,2 млн. *т*.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выделяют две группы промышленных месторождений самородной серы: 1) вулканогенные, развитые в областях молодой и современной вулканической деятельности и связанные с вулканогенными и вулканогенно-осадочными горными породами; 2) условно называемые осадочными, приуроченные к толщам пород преимущественно лагунного и лагунно-морского происхождения; генезис этих месторождений остается, однако, спорным и объективно среди них выделяют сингенетические и эпигенетические месторождения.

Известны также месторождения, образующиеся за счет неполного окисления сероводорода, содержащегося в водах холодных минеральных источников, а также скопления серы, возникающие в зоне окисления сульфидных залежей. Вследствие малых размеров и низкого содержания серы такие месторождения даже в лучших случаях имеют в настоящее время лишь сугубо местное промышленное значение.

1. Вулканогенные месторождения самородной серы многообразны. Ведущее значение среди них имеют *месторожде-*

ния, возникающие при эксгаляциях типа фумарол и сольфатар. Сера выносится из вулканического очага в парообразном состоянии в виде сернистого газа и сероводорода и выпадает как путем непосредственного оседания (конденсации) на относительно холодных стенках трещин среди туфов и лав, так и при реакциях между сероводородом и сернистым газом и за счет неполного окисления сероводорода при выходе его на поверхность и соприкосновении с воздухом. Сера покрывает полости в виде корок и щеток кристаллов, образует гроздьев- и сталактитовидные агрегаты, развита в виде жил и прожилков, слагает тонкие прослои, перемежающиеся с прослоями туфов. По размерам залежки этого типа невелики, но многочисленны, располагаются группами и обладают рудами высокого качества.

С эксгаляционными месторождениями тесно связаны *гидротермальные*, образующиеся в результате деятельности горячих сернокислых вод, вызывающих интенсивную переработку окружающих горных пород (каолинизация, опализация, осернение, алуинитизация), сопровождающуюся выпадением сульфидов железа. Сера образуется метасоматическим путем при разложении андезитов и их туфов и химическом взаимодействии между H_2S и SO_2 , причем кремнезем остается в виде геля. Залежки возникают вдоль зон дробления и нередко имеют крупные размеры.

На дне кипящих кратерных озер, где по трещинам выходят горячие источники и сернистые газы, образуются *вулканогенно-осадочные месторождения* самородной серы, в которых залежки имеют пластобразную форму и могут достигать значительных размеров. Руды в этом случае сложены смесью зерен серы, опала, черного железного колчедана (преимущественно марказита) и пепловых частиц или перемежающимися прослоями опализованного туфа с зернами серы и прослоями железного колчедана, пересекаемыми жилами и прожилками чистой серы.

На склонах и у подножий вулканов иногда встречаются *потоки серы*, заполняющие небольшие ложбины. Образование их связано с переплавлением серы из серных руд при активизации вулканической деятельности. Известны современные излияния серы через жерло или боковые трещины вулканов. Так, вулканы Сиретоко-Есан на восточной оконечности о. Хоккайдо (Япония) за время с начала XIX в. до 1936 г. трижды излили крупные количества расплавленной серы, причем в 1936 г. излияния продолжались более 8 месяцев и имели периодический характер. Такого рода месторождения редки и лишь в отдельных случаях бывают крупными.

2. Месторождения самородной серы в осадочных горных породах представляют наибольший практический интерес, так как содержат около 90% всех разведанных запасов и дают примерно 95% всей добываемой в мире самородной серы.

Для объяснения генезиса этих месторождений выдвинуто несколько гипотез, из которых господствующей является гипотеза

о биохимическом происхождении серы. Основы ее заложены В. И. Вернадским, развиты в работах ряда исследователей (О. Штутцер, В. Хент, Д. В. Дробышев, А. В. Данов, П. М. Мурзаев и др.), наиболее полно и убедительно она рассмотрена М. В. Ивановым (1964).

Сингенетические месторождения самородной серы, согласно этой гипотезе, возникают в таких озерных, лагунных и лагунно-морских бассейнах, в которых происходила садка сульфатных солей щелочноземельных и щелочных элементов, преимущественно гипса и ангидрита. В богатой органическим веществом придонной части бассейнов развиваются анаэробные бактерии, вызывающие восстановление (редукцию) сульфатов с одновременным образованием сероводорода и карбоната кальция. Сероводород поднимается в верхние части водоема, достигает зоны, содержащей свободный кислород, и чисто химическим путем или с помощью серных аэробных бактерий окисляется до самородной серы; последняя оседает на дно, где смешивается с кальцитом и другими осадочными образованиями. Возникшие таким путем месторождения сложены переслаивающимися карбонатными и гипсовыми породами, руды являются карбонатными, залежи серы имеют пластовую и пластообразную форму и распространены обычно на значительных территориях. Примерами сингенетических биохимических месторождений служат месторождения Среднего Поволжья и Советского Предкарпатья.

Эпигенетические месторождения возникают биохимическим путем в разных по составу трещиноватых и пористых породах, насыщенных подземными сульфатными водами, содержащими также органическое вещество нефтяного типа, только при наличии которого возможна жизнедеятельность сульфатредуцирующих бактерий. Источником сульфатов являются гипсо-ангидритовые породы тех осадочных толщ, через которые поднимаются воды. Вследствие сульфатредукции воды обогащаются также сероводородом, углекислотой и растворенным бикарбонатом кальция. Окисление сероводорода до самородной серы происходит лишь в зонах смешения глубинных сероводородных и поверхностных (нисходящих) кислородных вод, а также на выходах сероводородных вод на поверхность. Процессы редукции сульфатов и окисления сероводорода локализуются на разных участках трещинных зон.

Формы рудных тел эпигенетических месторождений разнообразны, чаще всего линзо- и штокообразные или крайне неправильные. Приурочены они обычно к верхним частям мелких куполовидных тектонических структур с нарушенными и размытыми сводами. Типичными примерами эпигенетических месторождений самородной серы служат месторождения Шор-Су в Узбекистане и Гаурдак в Туркмении.

Особый подтип составляют эпигенетические месторождения, приуроченные к породам кровли, или «шляпы» крупных соляных куполов. Мирового значения месторождения этого подтипа, связанные территориально с второстепенными нефтяными месторождениями,

эксплуатируются на побережье Мексиканского залива в США и в Мексике.

Сингенетические месторождения в осадочных породах представляют собой типичные *осадочные биохимические месторождения*, а эпигенетические месторождения правильней называть *инфильтрационными биохимическими*.

Принадлежность самородной серы и вторичных карбонатов в осадочных и инфильтрационных месторождениях к биохимическим образованиям подтверждается изучением изотопного состава серы и углерода. При биохимических процессах молекулы с легкими изотопами реагируют и переходят в биогенные образования быстрее молекул, содержащих тяжелый изотоп того же элемента, поэтому сероводород, выделяющийся при деятельности сульфатредуцирующих бактерий, а затем и сера обогащаются легким изотопом S^{32} , а остающийся переработанным сульфат — тяжелым изотопом S^{34} . Среднее отношение S^{32}/S^{34} в сульфатах морской воды составляет 21,76, тогда как в биогенной сере варьирует от 22,0 до 22,5. Содержание легкого изотопа C^{12} во вторичном кальците, образовавшемся при восстановлении сульфатов с использованием углерода битумов, также оказывается выше, чем в обычных морских известняках.

А. С. Соколовым (1953, 1958) выявлены некоторые объективные закономерности размещения месторождений серы, связанных с осадочными породами. Стратиграфически эти месторождения распределены неравномерно и концентрируются преимущественно в отложениях неогена и перми, т. е. в системах с максимальным накоплением сульфатов. По фациально-литологическим признакам сероносные отложения принадлежат к осадкам лагунно-морских бассейнов повышенной солености. Осернение в подавляющем большинстве месторождений приурочено к слоям, горизонтам и участкам карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей), залегающим на контакте с сульфатными (преимущественно гипсами) или перемежающимися с ними.

Геотектоническими закономерностями А. С. Соколов считает размещение месторождений на границах между крупными областями поднятий земной коры (платформами) и прилегающими опущенными зонами (краевыми прогибами), а в отношении связи с мелкими тектоническими структурами отмечает преимущественную приуроченность осернения к положительным тектоническим формам (антиклинальным складкам, куполовидным поднятиям) с нарушенными и размытыми сводами. Эти закономерности не имеют, однако, всеобщего характера: в условиях древней устойчивой платформы (Средняя Волга) месторождения располагаются на пологих моноклиналях; в Поволжье, Предкарпатье и в некоторых месторождениях Средней Азии закономерная связь месторождений с мелкими тектоническими структурами отсутствует.

А. С. Соколов отмечает также тяготение месторождений серы, приуроченных к осадочным породам, к нефтегазоносным районам,

в связи с чем сера часто ассоциируется с углеводородными соединениями, представленными продуктами метаморфизации нефти и остаточными продуктами ее выветривания — озокеритом, асфальтовыми битумами, тяжелой высокосернистой нефтью и изолированными скоплениями горючих газов, находящимися под большим давлением.

По гипотезе, предложенной А. С. Соколовым, все месторождения самородной серы в осадочных горных породах являются эпигенетическими инфильтрационными, образовавшимися в особой гидрохимической обстановке, т. е. в зонах взаимодействия сульфатных вод повышенной минерализации с глубинными хлоридными растворами. В этих условиях, по А. С. Соколову, происходят сложные и разнообразные геохимические реакции, характер которых автором не раскрыт.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Большинство месторождений самородной серы концентрируется группами, и районы их распространения выделяются в качестве сероносных провинций. Две провинции — Андийская и Восточно-Азиатская — являются вулканогенными и приурочены к областям молодого и современного вулканизма. К Андийской провинции относятся месторождения, располагающиеся в Кордильерах — в западных штатах США, в Колумбии, Эквадоре, Перу, Боливии, Чили и Аргентине; эксплуатируются лишь отдельные месторождения, так как находятся они на больших высотах. К Восточно-Азиатской провинции принадлежат месторождения Камчатки и Курильских островов, Японии, Китая (о. Тайвань), Индонезии (о. Ява); в Японии из вулканогенных месторождений ежегодно добывается более 200 тыс. *т* серы.

Третью сероносную провинцию мира представляет побережье Мексиканского залива (штаты Техас и Луизиана в США, Мексика), где месторождения серы связаны с соляными куполами. Четвертой крупной сероносной провинцией является Средиземноморская с осадочными биохимическими месторождениями о. Сицилия, приуроченными к известняково-мергельной толще миоцена; к этой же провинции относятся месторождения Апеннинского полуострова, Южной Франции и Испании.

На территории Советского Союза и Польши располагается пятая — Предкарпатская — сероносная провинция (миоценовые осадочные биохимические месторождения Роздольское, Язовское, Сорокское, Немировское и другие в Западной Украине; Тарнобжег, Сольцы, Гжебув и другие в Польше). К шестой провинции относятся биохимические осадочные месторождения Среднего Поволжья (Водинское, Алексеевское, Сюкеевское и другие — казанский ярус верхней перми). Седьмая провинция — Среднеазиатская, где известны как сингенетические осадочные месторождения (Красноводские, Айдинское, Гажды и др. — неоген), так и эпигенетические инфильтрационные.

традиционно-биохимические (Гаурдак, Шор-Су, Кара-Кумы). Отдельные месторождения и мелкие группы их известны в разных районах Советского Союза, в частности в Крыму и на Северном Кавказе.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения Среднего Поволжья. Месторождения эти располагаются на площади в несколько сот квадратных километров, вытянутой в виде полосы вдоль левого берега р. Волги на широтах от г. Казани на севере до г. Куйбышева на юге; отдельные месторождения известны на правом берегу Волги, где сера добывалась для производства пороха еще при Петре Первом. Большая часть месторождений, расположенных главным образом в Прикуйбышевском районе, связана с лагунными отложениями казанского яруса верхней перми. Часть серопроявлений, выявленных в северных и северо-восточных районах, заключена в породах нижней перми и реже карбона.

В казанском ярусе сероносными являются карбонатные породы водинской, дубровинской, орловской, падовской, сорокинской и барабашинской толщ (рис. 75), представленные мергелями, известняками, доломитовыми известняками и доломитами, переслаивающимися с гипсами и ангидритами. Из выделяемых 7—8 серопосных горизонтов руды в главной массе относятся к кальцит-доломитовым и лишь в самом верхнем (вадинская толща) горизонте сера связана с голубовато-серой карбонатной глиной. Сероносные горизонты залегают практически горизонтально, мощности их непостоянны и изменяются от 0,10—0,20 до 3,5 м. Содержание серы также непостоянно и варьирует в пределах 10—25%. Сероносные породы часто битуминозны. Перекрываются отложения казанского яруса глинами татарского яруса.

В Вадинском месторождении, где известно восемь сероносных горизонтов, в двух верхних горизонтах сера распределена в виде крупных кристаллов, средне-, мелкозернистых и тонкодисперсных агрегатов, пропитывающих глинистые и мергелистые породы; она встречается также в виде сплошных масс чистой серы желтого цвета с размерами в поперечнике до 25 см и в виде мелких зерен, вкрапленных в гипс или наросших на гипс. В нижних горизонтах гнезда и вкрапления серы величиной от нескольких миллиметров до 10 см (в среднем 1 см) частью беспорядочно рассеяны в битуминозном известняке, частью же концентрируются в виде прослоев мощностью 4—5 см, прослеживаемых на значительном протяжении. Парагенетическими минералами являются кальцит, доломит, гипс, целестин, кварц, халцедон, глинистое вещество. Часто сера окрашена битумами в грязные красновато-коричневые цвета.

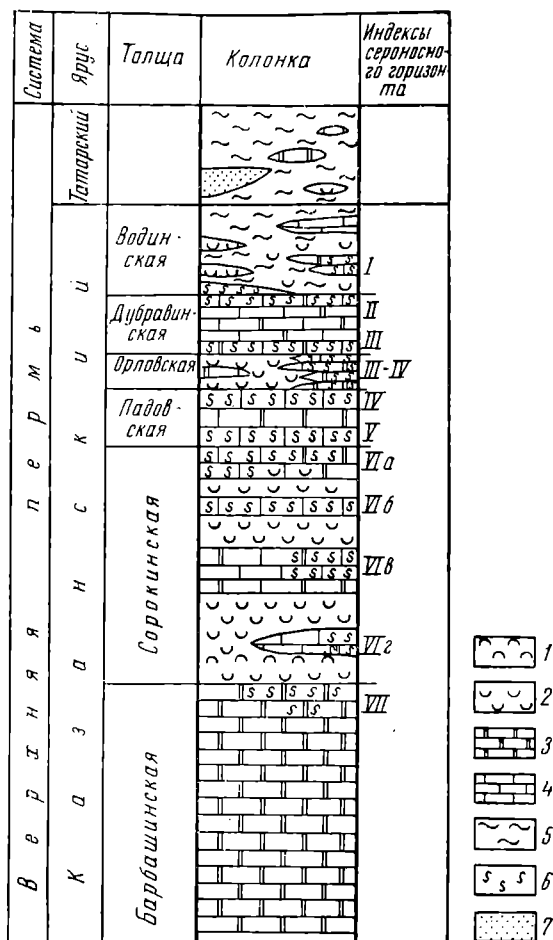
Верхнепермские месторождения Поволжья относятся к осадочным биохимическим и возникли в лагунных и лагуно-морских бассейнах сингенетично с вмещающими их породами; об этом свидетельствует широкое площадное распространение месторождений,

приуроченных к единому стратиграфическому горизонту и к одному и тому же фациально-литологическому комплексу. Серопрооявления, подчиненные нижнепермским и карбоновым отложениям, возможно, имеют эпигенетическое происхождение.

Рис. 75. Схематическая литологическая колонка Водинского месторождения самородной серы (Среднее Поволжье). По

А. С. Соколову, 1958

1 — ангидрит; 2 — гипс; 3 — доломитовый известняк; 4 — известняк; 5 — глина; 6 — осернение; 7 — песок



Месторождения Предкарпатской сероносной провинции. Предкарпатские месторождения располагаются вдоль юго-западного края Русской платформы и стыка ее с Предкарпатским краевым прогибом (рис. 76) в полосе, имеющей протяженность около 1000 км при ширине до 30—40 км. В пределах этой полосы на территории Польши, Советского Союза и Румынии к настоящему времени известно несколько десятков месторождений самородной серы и пунктов с непромышленным осернением, приуроченных к отложениям верхне-

тортонского подъяруса неогена. Часть месторождений располагается на платформе, отдельные месторождения находятся непосредственно в зоне сочленения платформ с краевым прогибом, другие — во внешней зоне краевого прогиба.

Последняя сложена толщей глинисто-песчаных пород миоценового (тортон и сармат) возраста, содержащей также линзы и прослой гипса и ангидрита, прослой туфов и туффитов и залегающей на меловых отложениях платформенного типа; мощность отложений миоцена достигает 2000 м. В строении Русской платформы участвуют верхне-меловая толща мергелей и песчаников мощностью до 500 м.

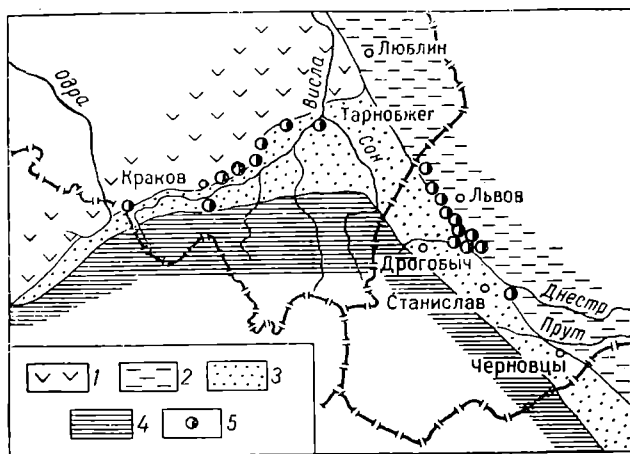


Рис. 76. Размещение месторождений самородной серы в Предкарпатье.
По А. С. Соколову, 1958

1 — герцинская платформа; 2 — докембрийская платформа; 3 — Предкарпатский краевой прогиб; 4 — альпийская складчатая зона Восточных Карпат; 5 — сероносные площади.

и непостоянные по литологическому составу и мощности тортонские отложения, представленные кварцевыми песками, литотамниевыми и органогенно-обломочными известняками нижнего тортона, гипсами и ангидритами, серонасыщенными афанитовыми известняками, литотамниевыми известняками, кварцевыми песками и песчаниками верхнего тортона (рис. 77). Граница между Русской платформой и Предкарпатским прогибом отмечена региональным сбросом большой амплитуды.

Продуктивным является горизонт надгипсовых («ратынских») известняков, залегающий либо на гипсах и ангидритах, либо на размытой поверхности нижнего тортона, реже — верхнего мела. Мощность ратынских известняков изменяется от нескольких сантиметров до 30 м, участки с мощностью более 3—5 м невелики и в виде пятен вытянуты по линии северо-западного — юго-восточного направления. С подстилающими гипсами известняки связаны

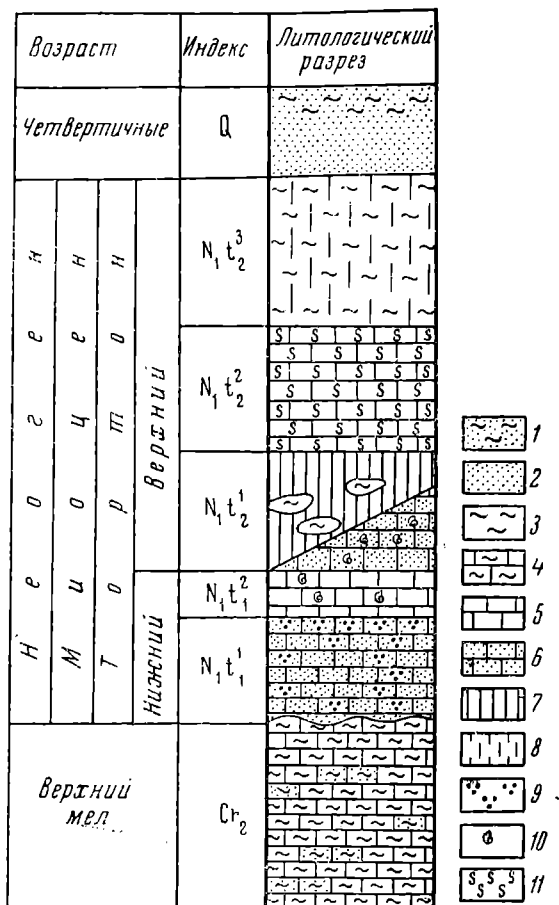
постепенными переходами и в основании горизонта содержат прослой и линзы гипсов мощностью от долей миллиметра до 0,5 м.

По литологическому составу известняки неоднородны, содержат примесь терригенного материала; наряду с чистыми разностями выделяются глинистые и песчаные; последние развиты лишь

Рис. 77. Схематическая литологическая колонка Роздольского месторождения самородной серы (Предкарпатье). По

А. С. Соколову, 1958

— суглинок, супесь; 2 — песок; 3 — глина; 4 — мергель; 5 — известняк; 6 — песчаник; 7 — гипс; 8 — ангидрит; 9 — известковистость; 10 — литотамнии; 11 — осернение



в северо-западной части провинции. Известняки обычно пористые и кавернозные, местами трещиноватые и закарстованные. Трещины и пустоты в известняках частично или полностью выполнены крупнозернистым вторичным кальцитом и серой, реже — целестином и баритом; другие минералы-примеси — кварц, гипс, глаукоцит, органическое и гипсовое вещество, гидроокислы железа.

Самородная сера встречается во всех породах тортона, однако промышленные концентрации ее имеются лишь в ратынских известняках и только на участках, где мощность последних превышает

3—5 м. Максимальное осернение наблюдается в пикней части горизонта, к кровле содержание серы уменьшается; падает оно и по мере увеличения содержания в известняках терригенного материала. Изолированные друг от друга участки с большой мощностью ратынских известняков, обладающих высокой насыщенностью серой (в среднем около 25%), выделяются в качестве самостоятельных месторождений.

Основными типами руд являются известняковый и глинистый. К глинистому типу относятся руды как чисто глинистого состава, так и глины, содержащие обломки известняков; оба эти подтипа представляют собой результат частичного или полного растворения кальцита известняковых руд, содержавших существенные количества глинистого материала.

Сера в ратынских известняках представлена тремя разновидностями: 1) тонковкрапленной, рассеянной в виде зерен крупностью 0,01—0,25 мм или их агрегатов, образующей очень тонкое взаимное прорастванье с пелитоморфным кальцитом и как бы пропитывающей известняк; из-за примесей цвет такой серы серовато-желтый и желтовато-зеленый; 2) скрытокристаллической, коричневатого-желтого цвета, по внешнему виду напоминающей воск и образующей в известняке различные гнезда и включения, миндалевидные и округлые агрегаты, нередко располагающиеся ориентированно по слоистости породы; 3) крупнокристаллической, светло-желтой окраски, состоящей из кристаллов с хорошей огранкой при размерах в поперечнике до 5—7 мм и образующей гнезда, линзы и щетки кристаллов, почти всегда ассоциирующиеся с крупнозернистым вторичным кальцитом. Первые две разновидности серы принадлежат к первой генерации, тогда как крупнокристаллическая явно перетолженная и образовалась за счет перекристаллизации первичной.

В гипс-ангидритовой толще сера всегда является скрытокристаллической первичной; в породах, подстилающих и перекрывающих раховский горизонт, встречается лишь вторичная, выполняющая трещины или цементирующая зерна порообразующих минералов.

По М. В. Иванову (1964), образование ратынских известняков и связанной с ними тонковкрапленной и скрытокристаллической серы происходило в лагунных бассейнах верхнего тортона в условиях рассолонаения лагул при трансгрессии моря. Принос из открытого моря больших количеств живого планктона с отмиранием его при повышенной солености в лагунах обеспечивал органическими веществами интенсивное развитие анаэробных бактерий, вызывавших разложение растворенного в водах сульфата кальция с одновременным выделением сероводорода и выпадением карбоната кальция. В верхних частях лагул, где воды содержали растворенный кислород, сероводород химическим и микробиологическим путем окислялся до серы. Вместе с карбонатом кальция сера накапливалась в осадках на дне лагуны. В процессе диагенеза сера частично перераспределялась и образовывались стяжения миндалевидной, округлой и иных желвакообразных форм, сложенные скрытокристаллической серой.

Тонкорассеянная и скрытокристаллическая сера, а также вмещающий ее известняк являются сингенетическими биохимическими образованиями, что доказывается «облегченным» изотопным составом самородной серы и углерода первичного кальцита. По А. П. Виноградову, В. А. Гриненко и В. И. Устинову, отношение S^{32}/S^{34} в самородной сере прикарпатских месторождений изменяется в пределах 21,87—22,10, тогда как в остаточных сульфатах (гипсе) составляет 21,06—21,76; отношение C^{12}/C^{13} в ратынских известняках варьирует от 93,9 до 95,5 против 89,3 в типичном морском известняке. Косвенным доводом за сингенетическое образование серы служит также близость фактического и теоретически возможного соотношения между серой и кальцитовой составляющей в рудах. При микробиологическом разложении сульфатов до сероводорода с образованием карбоната кальция и окислении сероводорода до серы теоретически должна возникнуть порода, состоящая на 24,4% из серы и на 75,6% из кальцита, фактически же среднее содержание серы в рудах составляет 25%, а кальцита — 60—65%.

Крупнокристаллическая сера является эпигенетическим образованием и возникла путем перекристаллизации первичной серы. Перекристаллизация сопровождалась очисткой серы от примесей.

Месторождения побережья Мексиканского залива. Месторождения эти располагаются на территории США (штаты Техас и Луизиана) и Мексики. Они связаны с породами, покрывающими многочисленные соляные купола и представляющими так называемый кепрок, т. е. сложную кальцит-гипс-ангидритовую шляпу соляных тел, залегающую под неогеновыми и четвертичными глинами и песками, обычно водоносными.

Соляные купола представляют собой штокообразные тела, сложенные на 90—95% галитом и на 5—10% ангидритом; в небольших количествах присутствуют также доломит, барит, целестин и некоторые другие минералы. Соляные породы образовались как химические осадки в пермское время, но вследствие присущей им пластичности при последующих тектонических деформациях были выдавлены в верхние горизонты и прорвали все вышележащие осадки до неогеновых включительно. Над куполами осадочные породы неогена, а местами, по-видимому, и четвертичные дислоцированы с образованием куполовидных антиклиналеподобных складок. Вершины штоков залегают на глубинах от 150 до 800—900 м.

Непосредственно на соли лежит зернистый массивный ангидрит, слои которого суммарной мощностью от 25 до 280 м выделяются в качестве ангидритовой зоны; на некоторых куполах кепрок представлен только этой зоной. Ангидрит содержит небольшую примесь других минералов, состав которых тождествен нерастворимым остаткам соляных куполов. Основание ангидритовой зоны является относительно ровным и срезает слоистость соляных куполов.

Над ангидритовой зоной располагается промежуточная зона мощностью 30—40 м, образованная смесью гипса и кальцита с реликтами ангидрита. Содержание кальцита сверху возрастает, и

в верхней части слоев кепрока эта зона сменяется зоной кавернозного брекчированного известняка, большинство трещин и пустот в котором выполнено крупнокристаллическим кальцитом. На одних куполах известняк составляет непрерывный протяженный пласт, тогда как на других развит в виде серии изолированных линз. Все породы шляпы содержат воду, насыщенную сероводородом, хлористым натрием и другими солями, иногда они нефте- и газопосны.

Основная масса серы приурочена к промежуточной зоне и к нижней части брекчированного известняка (рис. 78), тогда как в ангидритовой зоне сера встречается редко, а в породах соляного штока

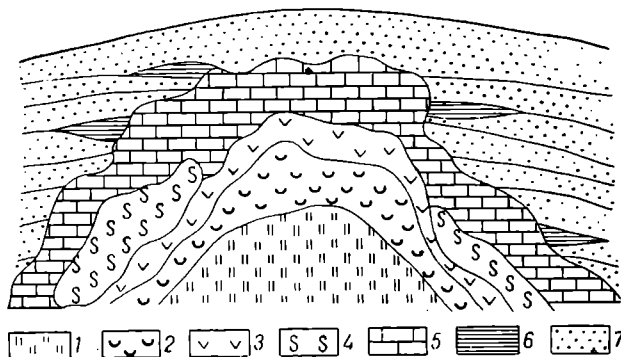


Рис. 78. Разрез типичного соляного купола с хорошо развитым кепроком

По Тоду и др., 1954

1 — соляной шток; 2 — ангидритовая зона кепрока; 3 — гипсовая промежуточная зона кепрока; 4 — кальцитовая сероносная зона кепрока; 5 — кальцитовая зона кепрока; 6 — нефть; 7 — осадочные породы, разорванные при образовании соляного купола

вообще отсутствует. Развита сера в виде зернистых масс и кристаллических агрегатов, замещающих гипс и кальцит промежуточной зоны, выполняющих трещины и пустоты в известняках и располагающихся между зернами других минералов. Мощность сероносной зоны изменяется от 0 до 100 м, составляя в среднем около 30 м. Однако лишь часть куполов обладает серой в промышленных количествах, составляющих в среднем от 15 до 25%.

По современной трактовке образование кальцит-гипс-ангидритовых шляп происходило по мере движения соляных тел к дневной поверхности и вызывалось растворением каменной соли в зоне циркуляции подземных вод. Ангидрит и другие труднорастворимые минералы накапливались на вершинах куполов и консолидировались в виде ангидритовой зоны, часть ангидрита гидратизировалась и переходила в гипс. Образование серы началось после проникновения в ангидритовую зону нефтей, углеводороды которых явились источником энергии для жизнедеятельности анаэробных сульфат-редуцирующих бактерий. Последние разлагали сульфаты кальция, освобождая CaO , CO_2 и H_2S . Мигрируя, CaO и CO_2 связывались

затем в кальцит, замещающий ангидрит по верхнему краю ангидритовой зоны. Сероводород подвергался окислению до самородной серы, однако условия окисления достоверно неизвестны.

Доказательством биохимического образования самородной серы считается наличие в водах месторождения сульфатредуцирующих бактерий и более высокое отношение S^{32}/S^{34} в самородной сере сравнительно с ангидритом, а также более высокое отношение изотопов углерода C^{12}/C^{13} в кальците кепрока сравнительно с кальцитом нормальпоосадочного известняка. Установление бактериального происхождения месторождений серы побережья Мексиканского залива американские исследователи считают триумфом изотопной геологии.

Месторождения штатов Техас и Луизиана впервые были открыты во второй половине XIX в., однако вследствие большой глубины залегания и водоносности перекрывающих пород приступить к эксплуатации их удалось лишь в 1904 г. — только после открытия и усовершенствования метода Фрэнша. К настоящему времени многие месторождения уже истощены, но разведочными работами открыт ряд новых, в частности ряд залежей в Мексике и несколько залежей под водами Мексиканского залива. Из месторождений США и Мексики, связанных с соляными куполами, ежегодно получают до 60% всей серы, добываемой в капиталистических странах.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев И. И. Условия формирования продуктивной толщи и закономерности размещения месторождений самородной серы в Предкарпатском бассейне. «Сов. геология», 1961, № 8.

Власов Г. М. Вулканические серные месторождения и некоторые вопросы приповерхностного рудообразования (на примерах Камчатки и Курильских островов). В сб.: «Материалы по природным ресурсам Камчатки и Курильских островов». Сиб. отд. АН СССР, 1960.

Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. Изд-во «Наука», 1964.

Марков А. К. Геологические условия, поиски и разведка некоторых вулканических месторождений самородной серы. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1958, т. 33, вып. 2.

Отрешко А. И. Геология и условия образования серных месторождений Средневолжского бассейна. Тр. ГИГХС, вып. 6, 1960.

Соколов А. С. О некоторых закономерностях геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. Докл. АН СССР, 1953, т. 139, № 4.

Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. «Сов. геология», 1958, № 5.

Соколов А. С., Менковский М. А., Борисов В. М. Самородная сера. Госгеолтехиздат, 1961. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 47. Изд. 2.)

Татаринов П. М. Сера. В кн.: «Курс перудных месторождений», ч. 1, ОНТИ, 1934.

Юшкин Н. П. Геологические особенности и генезис серных месторождений района Шор-Су (Узбекская ССР). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1962, № 4.

Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Автореферат канд. диссертации. Сыктывкар, 1967.

Глава 17

МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЛИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Под общим названием солей в быту и промышленности понимается группа минералов, обладающих способностью легко или заметно растворяться в воде и имеющих соленый или горько-соленый вкус. По химическому составу такие минералы представляют главным образом водные и безводные соли Na, K и Mg соляной и серной кислот. Важнейшими солями являются: галит, сильвин, карналлит, каинит, лангбейнит, полигалит, тенардит и мирабилит (табл. 21).

Г а л и т (каменная, или поваренная, соль) в природе обычно встречается в форме зернисто-кристаллических агрегатов различной крупности зерна. В чистом виде бесцветен и водянпрозрачен, но чаще примесями глины, органических веществ, окиси железа и другими окрашен в серый, бурый, красный, розовый и другие цвета. Вкус соленый. Легко растворим в воде, причем с повышением температуры растворимость повышается весьма незначительно. При растворении NaCl в воде происходит значительное поглощение тепла. Растворенный или расплавленный при температуре 772° характеризуется высокой электропроводностью. Обладает антисептическими свойствами, предохраняя пропитанные концентрированным раствором NaCl органические ткани от гнилостного разложения.

С и л ь в и н по кристаллографическим свойствам и форме нахождения в природе очень сходен с галитом, с которым он часто встречается совместно и от которого по внешнему виду очень трудно отличим. В чистом виде бесцветен или молочно-белого цвета, но чаще окрашен в разнообразные оттенки красного цвета тонко распределенным в массе сильвина железным блеском. Вкус горьковато-соленый или жгуче-соленый. Легко растворим в воде, причем с повышением температуры растворимость значительно возрастает, чем сильвин резко отличается от галита. Породы, состоящие из сильвина и галита, носят название сильвинитов. Чаще всего они содержат от 20 до 40% KCl, от 58 до 78% NaCl и в небольшом количестве $MgCl_2$, $CaSO_4$ и другие примеси. Молочно-белый сильвин содержит большое количество микроскопических пузырьков газа, который содержит азот (до 87%), уголекислоту (до 10%) и метан + высшие гомологи.

Порода, состоящая из сильвина (8—25%), кизерита (18—30%) и галита (40—60%) с примесью карбонатов и минералов глины (0,5—

Важнейшие минералы солей и их свойства По А. А. Иванову

Название минерала	Формула	Содержание составляющих ионов, %	Кристаллографическая сингония	Удельный вес	Твердость
I. Хлориды					
Галит	NaCl	Na39,4; Cl60,6	Кубическая	2,1—2,2	2
Сильвин	KCl	K51,7; Cl48,2	»	1,97—1,99	1,5—2
Карналит	KCl · MgCl ₂ · 6H ₂ O	K14,4; Mg8,7; Cl38,3; H ₂ O38,9	Ромбическая	1,6	2—3
II. Хлоридо-сульфаты					
Каннит	KCl · MgSO ₄ · 3H ₂ O	K15,7; Mg9,8; Cl14,2; SO ₄ 38,6; H ₂ O21,7	Моноклиная	2,1	3
II. Сульфаты					
Ланбейнит	K ₂ SO ₄ · 2MgSO ₄	K18,8; Mg11,7; SO ₄ 69,5	Кубическая	2,8	3—4
Пикромерит (Шелл)	K ₂ SO ₄ · MgSO ₄ · 6H ₂ O	K19,4; Mg6,0; SO ₄ 47,7; H ₂ O26,9	Моноклиная	2,1	2,6
Глазерит	3K ₂ SO ₄ · Na ₂ SO ₄	K35,3; Na6,9; SO ₄ 57,8	Тригональная	2,6—2,7	3—3,5
Иолитгалит	2CaSO ₄ · K ₂ SO ₄	K13,0; Mg4,2; Ca13,3; SO ₄ 63,7; H ₂ O5,8	Триклиная	2,7	2,5—3
Тенардит	MgSO ₄ · 2H ₂ O	Na32,4; SO ₄ 67,6	Ромбическая	2,7	2—3
Мирабилит (глауберова соль)	Na ₂ SO ₄	Na14,3; SO ₄ 29,8; H ₂ O55,9	Моноклиная	1,48	1,5—2
Кизерит	MgSO ₄ · H ₂ O	Mg17,6; SO ₄ 69,4; H ₂ O13,0	»	2,57	3,5
Эпсомит	MgSO ₄ · 7H ₂ O	Mg9,9; SO ₄ 39,6; H ₂ O51,4	Ромбическая	1,68	2
Астраханит	Na ₂ SO ₄ · MgSO ₄ · 4H ₂ O	Na13,8; Mg7,3; SO ₄ 57,4; H ₂ O21,5	Моноклиная	2,2—2,3	3
Ангирит	CaSO ₄	Ca29,4; SO ₄ 70,6	Ромбическая	2,8—3,0	3—3,5
Гипс	CaSO ₄ · 2H ₂ O	Ca23,3; SO ₄ 55,8; H ₂ O20,9	Моноклиная	2,3	1,5
Глауберит	CaSO ₄ · Na ₂ SO ₄	Ca14,4; Na16,5; SO ₄ 69,1	»	2,8	2,5—3
IV. Карбонат натрия					
Сода (декагидрат)	Na ₂ CO ₃ · 10H ₂ O	Na16,0; CO ₃ 21,0; H ₂ O63,0	Моноклиная	1,4—1,5	1—1,5

1%), носит название хартзалц, или твердая соль. Она широко развита в соляной толще германского цехштейна (ГДР и ФРГ).

Карналлит образует главным образом крупнозернистые агрегаты. В чистом виде бесцветен и водяно-прозрачен, но чаще всего тонко распределенными кристалликами железного блеска окрашен в различные оттенки мяско-красного, бурого и оранжево-желтого цветов. Очень хрупок. Вкус горько-жгуче-соленый. Часто содержит в тончайших порах значительные количества газов: водорода (до 25%), метана (CH_4 до 10%), уголекислоты (до 10%), азота (до 55%) и немного гелия. Весьма гигроскопичен и на воздухе легко расплывается, распадаясь на составные части. При этом MgCl_2 переходит в раствор, а большая часть KCl остается в нем в виде мелкого шлама.

Карналлитовая порода сложена преимущественно карналлитом (40—85%) и галитом (18—50%) с невысоким содержанием ангидрита, кизерита и глинистого вещества.

Каинит обычно встречается в плотных мелкозернистых массах кристаллов в тесном парагенезисе с галитом и другими минералами, преимущественно сульфатами. Для каинита характерны светло-желтая и медово-желтая окраски. Каинит легко растворяется в воде, однако он менее гигроскопичен, чем ряд других соляных минералов. Вкус каинита слабый солоно-горький. Каинитовая порода состоит из каинита (10—50%) и галита (30—40%); в ней всегда присутствуют полигалит (до 10%), карбонаты и глинистые минералы.

Лангбейнит обычно наблюдается в плотных крупно- и грубозернистых массах кристаллов, в которых отдельные неправильной формы зерна его достигают в длину нескольких сантиметров. Лангбейнит окрашен в слабый розовый, розовато-фиолетовый, светло-серый и серовато-белый цвета; встречается бесцветный. В холодной воде растворяется труднее, чем галит, сильвин и карналлит, но в то же время очень слабо сопротивляется воздействию атмосферной влаги. Даже в относительно сухом помещении лангбейнит через короткий промежуток времени покрывается налетом тонкого порошка белого цвета. Вкус его слабосоленоватый.

Лангбейнитовая порода состоит из лангбейнита (30—60%), галита (15—45%) и нерастворимого остатка (10—12%) с постоянной примесью полигалита (до 3—6%), кизерита (до 4%), сильвина (до 7%).

В предкарпатских и румынских месторождениях встречаются каинит-лангбейнитовые и лангбейнит-каинитовые породы, состоящие из лангбейнита (10—25%), каинита (10—30%), галита (30—40%) с 15—20% нерастворимого остатка и примесью сильвина (до 10%), полигалита (до 8%) и кизерита (до 5%).

Эти породы обладают хорошо выраженной полосчатостью.

Полигалит относится к числу весьма широко распространенных калийных минералов; он имеется во всех так называемых сульфатных залежах калийных солей и, кроме того, нередко встречается в залежах каменной соли как единственный представитель

калийных минералов. Обычно образует плотные, очень тонкозернистые и крепкие сростки кристаллов. В воде полигалит растворяется с трудом, вкуса не имеет. Окраска весьма разнообразная и нередко в пределах одного куска резко изменяется. Полигалит окрашен в разнообразные оттенки красного, красно-бурого, фиолетово-розового, оранжево-красного и желтого цветов. Встречается также полигалит серый, серовато-белый и белый.

Тенардит образует обычно крупнозернистые агрегаты кристаллов. Довольно часто бесцветен и прозрачен или же имеет сероватую окраску; реже окрашен в ржаво-золотистый цвет. На воздухе, присоединяя воду, постепенно мутнеет и покрывается тончайшим налетом мирабилита.

Мирабилит (глауберова соль) образует зернистые и плотные агрегаты. Отдельные кристаллы бесцветны и водянопрозрачны, но чаще мирабилитовые породы окрашены в грязно-серый или серовато-черный цвет примесью тонко распределенных в массе породы глинистого материала или органических веществ.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Соли используются в разнообразных областях: в быту, сельском хозяйстве, пищевой и основной химической промышленности.

Галит давно широко применяется в качестве питательного вещества и приправы к пище людей и животных, являясь главным исходным продуктом для образования в желудочном соке соляной кислоты. Годовое потребление взрослого человека в среднем составляет 7—9 кг. Поваренная соль должна содержать не менее 98% NaCl, иметь белый цвет; не допускается запах и заметные на глаз механические загрязнения.

Антисептические свойства галита широко используются в консервной промышленности для предохранения скоропортящихся продуктов: мяса, рыбы, овощей, масла и других — от разложения и порчи при длительном хранении. Для этих же целей галит применяется в холодильном деле вследствие его способности поглощать тепло при растворении. В сельском хозяйстве поваренная соль употребляется как непосредственно в пищу травоядным животным, так и для заготовления кормов впрок (силосование, засолка сена).

Основная химическая промышленность использует поваренную соль для получения соединений, в которые входят натрий и хлор (каустическая и кальцинированная сода, газообразный хлор, соляная кислота, пашатырь, хлористый кальций и другие). Насчитывается более 1500 производств, где используется соль или продукты ее переработки. Соль используется в анилино- и лакокрасочной, лесохимической, азотной, текстильной, фармацевтической, металлургической, кожевенной, нефтяной промышленности, в производстве пластических масс, в борьбе с оледенением дорог и т. д. За 1953 г. в США примерно 16,5% добытой соли было использовано для пище-

вых и бытовых нужд, 5% — для сельского хозяйства, остальные 78,5% — в качестве технической соли в различных отраслях промышленности, главным образом (70,8%) в химической (табл. 22).

Таблица 22

Мировая добыча калийных и поваренной солей (без СССР) за 1965 г.
(в тыс. т)

Страна	Калийные соли (K ₂ O)	Поваренная соль	Страна	Калийные соли (K ₂ O)	Поваренная соль
США	2826	31 220	Голландия	—	1700
Франция	1864	3830	Польша	—	2280
ГДР	1800	1980	Румыния	—	2000
ФРГ	2380	6280	Англия	—	6040
Италия	208	3210	Китай	—	12 870
Испания	384	1800	Индия	—	4670
Израиль	308	—	Япония	—	840
Канада	1287	4120			
Мексика	—	2180			
Бразилия	—	1100	Всего	11 057	86 120

К а л и й н ы е с о л и применяются главным образом в сельском хозяйстве и в основной химической промышленности, причем на долю первого приходится более 90% общего потребления всех калийных солей. Объясняется это тем, что калий наряду с фосфором и азотом является незаменимым питательным веществом для растений. Поэтому калийные соли в сыром или в переработанном виде — в форме концентрированных продуктов (80—95% хлористого калия, 90—96% сернокислого калия и сернокислого калия — магнезия) применяются в качестве удобрений. Особенно ценны калийные удобрения при разведении сахарной свеклы, различных корнеплодов, картофеля, ячменя, табака, конопли, подсолнечника и мака, причем, например, для табака и хлопка калийные удобрения не только увеличивают урожайность, но и повышают качество продукта.

В химической промышленности калийные соли служат для производства из них целого ряда химических препаратов — едкого калия (KOH), поташа (K₂CO₃), калиевой селитры (KNO₃), бертолетовой соли (KClO₃), марганцевокислого калия (KMnO₄), цианистого калия (KCN), хромпика (K₂CrO₃), бромистого (KBr) и йодистого (KI) калия и ряда других веществ.

С промышленным использованием калийных солей тесно связано использование растворимых солей магнезии и прежде всего карналлита. Из них получают хлористый, углекислый, фосфорнокислый, уксуснокислый магнезий и другие соли. Карналлит, кроме того, является исходным продуктом для получения окиси магнезии и металлического магнезия. Соединения магнезия используются в строительной

промышленности, промышленности пластических масс, холодильном деле, медицине, сахарном производстве. Металлический магний идет для получения легких сплавов, используемых для конструкций, в которых требуется сочетать высокие механические свойства и небольшой вес.

Магний, как и калий, является необходимым элементом для питания многих растений. Из природных солей в качестве смешанных калийно-магниевых удобрений используются калимагнезия и каинит.

Тенардит и мирабилит применяются при изготовлении стекла, в производстве соды, ультрамарина, гипосульфита, в холодильном деле, медицине и в ряде других производств. Но в то же время наряду с естественными сернокислыми солями натрия промышленность в значительной мере использует искусственный сульфат, получаемый путем химической обработки поваренной соли.

В СССР в 1966 г. было добыто 13,6 млн. т поваренной соли.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В зависимости от условий и времени образования все месторождения солей можно разделить на четыре главных типа.

1. Ископаемые осадочные месторождения, образовавшиеся в одну из предшествующих современной геологических эпох и представляющие либо мощные пластовые, пластообразные или линзовидные залежи, либо штокообразные и куполообразные тела, сложенные твердыми солями.

Ископаемые соляные месторождения в разной степени осложнены тектоническими нарушениями. Наряду с сохраняющими спокойные условия залегания широко распространены соляные залежи, сильно деформированные, смятые в сложные складки, а также выжатые в виде диапировых соляных массивов.

Слабо или почти ненарушенное строение соляные залежи сохраняют на участках, спокойных в тектоническом отношении, или подвергшихся относительно мало напряженным региональным тектоническим нарушениям. В таких месторождениях залежи твердых солей распространяются иногда на площади в десятки и сотни квадратных километров, сложены пластами, имеющими мощность до нескольких сотен метров, и обладают огромными запасами солей, часто очень высокого качества. Месторождения этого типа имеют большое промышленное значение. Промышленными являются: Славяно-Артемовское месторождение каменной соли пермского возраста, пермские залежи каменной соли Башкирского Приуралья, кембрийская соленосная толща в юго-восточной части Ангаро-Ленского соляного бассейна, месторождения каменной соли на севере европейской части СССР (район Сольвычегодска, Сухоны и др.), месторождения калийных солей Припятского и Верхнекамского бассейнов. За границей — это месторождения каменной соли в отдельных участках колоссального Стассфуртского месторождения каменной и калийных солей (район Южного Гарца — Тюрингенская

впадина), в месторождении солей штатов Канзас и Оклахома в США и многие другие.

Пластообразными, но сильно нарушенными тектоникой являются соляные залежи Прикарпатских месторождений и залежи сульфатов натрия Чульдырского месторождения.

Соляные залежи, захваченные екладчатостью, участвуют вместе с другими породами в строении складчатых структур, образуют характерные штокообразные и куполообразные формы — соляные купола. Площади их распространения называют солянокупольными областями, или областями соляной тектоники (Иванов, 1953, 1959; Косыгин, 1950, 1960).

По данным А. А. Иванова (1953, стр. 90), «распространение солянокупольных структур приурочено к интенсивно прогибающимся участкам впадин платформ и предгорных прогибов, где исходные пластовые соляные залежи располагаются на глубине нескольких километров (3—7 км и более). Для этих районов характерно нахождение сложно дислоцированных солянокупольных структур среди обширных полей практически недислоцированных или полого-складчатых отложений.

Каждая солянокупольная структура состоит из двух основных элементов: 1) соляного массива, слагающего центральную часть, или ядро, структуры, и 2) комплекса вмещающих соляной массив (прилегающих с боков и покрывающих) осадочных горных пород более молодого возраста, чем соляная залежь.

Соляные массивы структур обнаруживают весьма большое разнообразие в отношении морфологии, размеров в плане, глубины залегания от дневной поверхности, размаха вертикального подъема, крутизны падения крыльев и деталей их строения.

В плане вершины соляных массивов имеют форму округлую, овальную, близкую к треугольной или прямоугольной.

Размеры площадей вершин соляных массивов сильно колеблются: в Урало-Эмбенском районе от долей до сотен квадратных километров, в среднем близки к 50—60 км²; в Техасе и Луизиане — от 750—800 м до 2—3 км в диаметре, реже до 5 км; в Иране — около 5 км в диаметре.

Соляные массивы располагаются на различной глубине от поверхности земли — от нескольких сотен метров до 1500—2000 м либо на глубине немногих десятков метров или даже на поверхности земли. Ю. А. Косыгин (1950) выделяет купола с неразмытым и с размытым соляным ядром, причем среди последних различает открытые купола и закрытые купола с размытым ядром.

В соответствующих климатических условиях, выходя на дневную поверхность, соляные массивы куполов образуют холмы и горы каменной соли, иногда возвышающиеся на сотни метров (до 1200 м) над окружающей их местностью (ряд куполов в Южном Иране, Кемпендйское месторождение в Якутии и др.).

Морфология соляных куполов различна: от пологих купольных форм, выражающих иногда начальные стадии развития соляно-

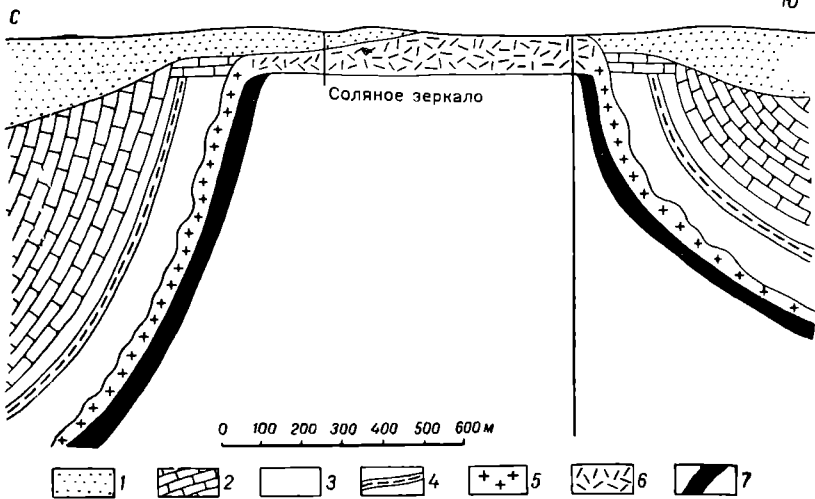


Рис. 79. Разрез соляной антиклинали Щеренберг (стасфуртский тип).

По Е. Фумда, 1935

1 — четвертичные и третичные отложения; 2 — нижний пестрый песчаник; 3 — каменная соль; 4 — серая соленосная глина; 5 — главный ангидрит; 6 — гипсовая шляпа; 7 — калийные соли

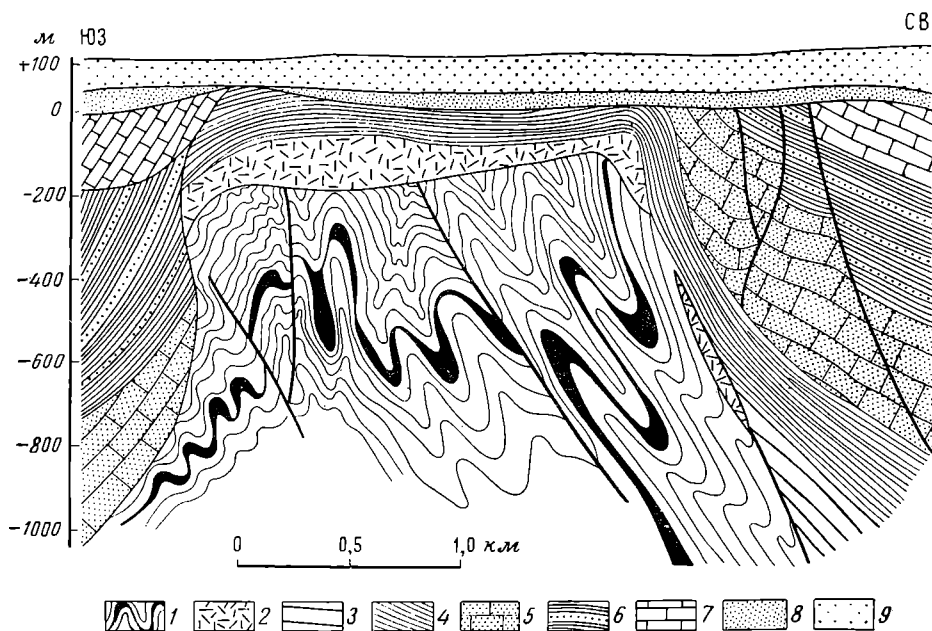


Рис. 80. Соляной купол в Клодаве (Польша)

1 — соль (цехштейн); 2 — гипсовая шляпа (цехштейн); 3 — раковинный известняк; 4 — нейпер; 5 — ляс; 6 — средняя юра; 7 — верхняя юра; 8 — третичные породы; 9 — четвертичные породы

купольной структуры (рис. 79, 80), до соляных тел в виде крутых колонн, конусов, гребней и грибообразных форм (рис. 81).

Наиболее развитые соляные массивы, по данным геофизиков, распространяются в глубину на несколько километров: в Урало-Эмбенском районе (Неволин, 1951) до 4—6, возможно до 10 км; в США до 5—6 км; в Иране до 5,5—7 км и т. д.

Солянокупольные структуры образуются в результате медленного и постепенного подъема соляных масс из мест их первоначального пластового залегания в более высокие стратиграфические горизонты; из мест высокого давления — в область пониженного давления. По мнению

Ю. А. Косыгина, поддерживаемому А. А. Ивановым и многими другими геологами, соляные купола создаются совокупностью действия общетектонических напряжений и статической нагрузки лежащих над солью пород. Помимо факторов тектонического порядка в строении соляных залежей весьма существенную роль играют специфические свойства соляных пород — их низкий удельный вес, компактность слоения и пластичность.

Двигаясь к поверхности, масса соли, естественно, подвергается воздействию вод, циркулирующих в окружающих породах и проникающих с поверхности по тектоническим разломам. В первую очередь подвергается выщелачиванию и растворению кровля купола, в результате чего поверхность купола образуются породы, содержащие остатки от выщелачивания солей, вторичные минералы, возникающие при воздействии вод на соляную толщу, и принесенные

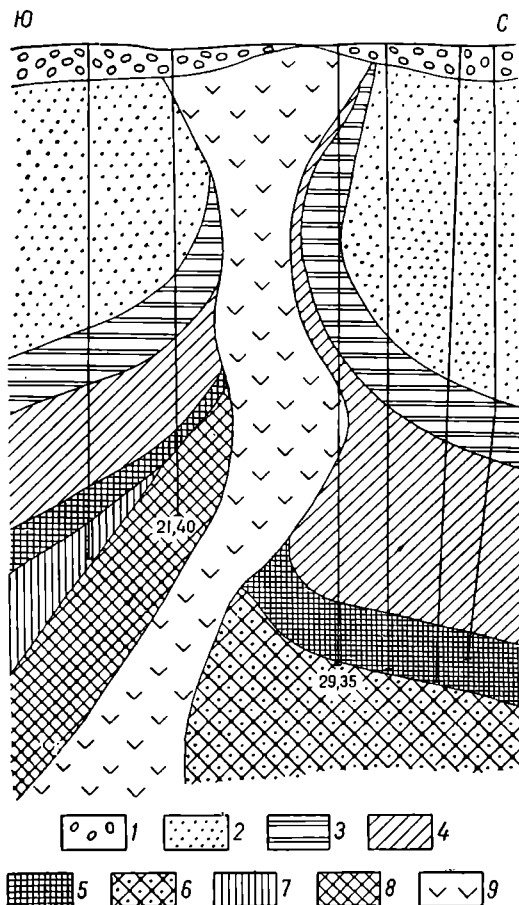


Рис. 81. Соляная структура Байкой, разрез III—III
1 — четвертичные отложения; 2 — левантинские отложения; 3 — лекийские отложения; 4 — понтические отложения; 5 — миоценовые отложения; 6 — миоценовые отложения; 7 — бугловские отложения; 8 — гельветские отложения; 9 — соль

водами новообразования. Иногда встречается примесь материала из толщ, прорезанных куполом. Эти породы покрывают поверхность купола в виде остаточного образования, подобного железной шляпе рудных месторождений; они получили название гипсовой шляпы или кэпрока (саре-госк). С гипсовой шляпой бывают связаны крупные месторождения самородной серы (в куполах штатов Техаса и Луизианы) и боратов.

В настоящее время известен ряд областей развития соляных куполов и штоков в различных частях земного шара: на побережье Мексиканского залива — в Техасе и Луизиане в США, на территории Северо-Германской впадины, в Румынском Прикарпатье, на побережье Персидского залива в Южном Иране и некоторых других странах. В СССР наибольшее число (более 1000) солянокупольных структур установлено на территории Волго-Урало-Эмбенского района (Илецкое и другие месторождения); они известны на Украине (Сумская, Полтавская и Закарпатская области), в Вилюйской впадине (Кемпендяйское месторождение), на побережье Хатангского залива и в других районах.

Солянокупольные массивы во многих частях земного шара являются крупнейшими месторождениями каменной (поваренной) соли, нередко эксплуатируемыми (Илецкая защита в Оренбургской обл.). С этими массивами связаны иногда горизонты калийных солей: в Урало-Эмбенском районе Казахстана, в северном и северо-восточном районах Северо-Германской впадины, Польше, Австрийских Альпах, Адурском бассейне, штате Юта (Косыгин, 1950; Fulda, 1938; Lotze, 1938).

В 1955 г. на долю ископаемых месторождений каменной соли пришлось примерно 27% добычи поваренной соли в шести главных капиталистических странах (США, Англия, Франция, ФРГ, Италия и Испания).

2. Соленые источники и рассолы образуются в результате выщелачивания подземными водами солей на глубине из месторождений первых двух типов или же из соленосных горных пород. Содержание солей и дебит таких источников весьма различны, поэтому их промышленное значение весьма разнообразно. Из естественных соляных источников и искусственных рассолов путем осаждения получено 54% добычи поваренной соли в названных капиталистических странах, т. е. наибольшее ее количество.

3. Современные соляные месторождения представляют собой современные соляные озера, заливы или лагуны, в которых осаждение солей началось сравнительно недавно и продолжается до настоящего времени. По размерам и запасам они обычно значительно уступают ископаемым месторождениям, но благодаря своей большей распространенности на земном шаре и более легкой доступности для разработки они в целом ряде случаев представляют больший промышленный интерес, чем месторождения первого типа. Примерами таких месторождений могут служить озера Баскунчак и Эльтон (поваренная и магнезиальные соли), залив Кара-Богаз-Гол

и озера Западной Сибири и Казахстана (поваренная соль и мирабилит).

В зависимости от условий образования месторождения этого типа подразделяются на морские и материковые озера.

Морские озера возникают при трансгрессии моря, образующего лиманы и лагуны, которые при отделении от моря плотиной превращаются в плотинные (лиманские и заливные) озера, или же при его регрессии, когда морская вода остается во впадинах бывшего морского дна, образуя котловинные морские озера, или ильмени.

Материковые озера образуются путем заполнения бессточных впадин поверхностными водами, содержащими различные соли, выщелоченные из окружающих такие озера пород. Такие озера носят название котловинных материковых озер. В тех случаях, когда впадины имеют тектоническое происхождение, образующиеся путем их заполнения озера носят название тектонических.

К этому же типу следует отнести современные озерные соляные залежи, характеризующиеся специфическими особенностями вещественного состава, отличного от состава ископаемых месторождений. «Они сложены по существу следующими четырьмя разновидностями солей (в порядке значимости и степени распространенности): 1) поваренная соль (хлористый натрий), 2) мирабилит, нередко с примесью сульфатных солей (астраханита, эпсомита, глауберита и других), 3) тенардит и 4) десятиводная сода и другие содовые минералы» (Иванов, 1953, стр. 57).

Ископаемые же соляные месторождения сложены (в порядке степени распространенности) главным образом следующими галогенными минералами: ангидритом и гипсом, каменной солью, калийными и калийно-магниевыми солями, сульфатом натрия (мирабилит и тенардит, иногда глауберит, в меньших количествах астраханит), боратами.

Таким образом, среди современных галогенных осадков ни гипс, ни тем более ангидрит не встречаются в виде мощных мономинеральных залежей, подобных тем, которые они постоянно образуют среди ископаемых солей. Современное образование твердых калийных солей также представляет исключительно редкое явление. Наоборот, широко распространенные в современных залежах минералы сульфата натрия в ископаемых соляных месторождениях встречаются относительно редко, и еще реже — содовые минералы.

Наконец, некоторые галогенные минералы и породы обладают почти одинаковой степенью распространенности как в ископаемых, так и в современных соляных месторождениях. К ним относятся: поваренная соль (галит, каменная соль), бораты, соединения брома и некоторых рассеянных элементов (рубидий, цезий и др.).

4. Современные моря и океаны являются также грандиозными месторождениями солей, которые иногда добываются из морской воды путем выпаривания или вымораживания.

Из современных соляных месторождений капиталистическими странами в 1955 г. было получено 19% добычи поваренной соли.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СОЛЕЙ

В толщах осадочных пород земной коры, по подсчетам Полдверта, на долю соляных залежей приходится около $7,8-8,5 \cdot 10^{16}$ т; А. А. Иванов полагает, что в настоящее время эту цифру надо увеличить в 1,5—2 раза, учитывая открытие за последние годы огромных соленосных бассейнов. Такие огромные запасы солей в недрах земли образовались благодаря тому, что соляные залежи и соленосные отложения встречаются в толщах осадочных пород всех геологических периодов, начиная с кембрия.

Указанные запасы солей как в количественном, так и в качественном отношении распределены в разрезе осадочных толщ земной коры весьма неравномерно. Наряду с обогащенными галогенными отложениями имеются толщи, в которых эти отложения представляют сравнительно редкое явление или совсем отсутствуют. Неравномерно также и географическое размещение галогенных отложений, в частности соляных залежей. Это обусловлено физико-географической обстановкой, которая существовала в те или иные геологические эпохи в различных областях земной поверхности, а также геологическими закономерностями развития основных структурных элементов земной коры и последующими процессами их преобразования.

В геологической истории Земли периодами, отличавшимися наиболее благоприятными условиями для развития галогенных фаций и накопления соленосных осадков, были пермский и неогеновый, а наименее благоприятными — каменноугольный и меловой. В остальные периоды соленаккумуляция, хотя и имело мощное развитие, но нередко совершалось на сравнительно ограниченных территориях.

Наиболее крупные промышленные месторождения поваренной и калийных солей, дающие в настоящее время около 90% всей добычи поваренной соли в СССР и 100% добычи калийных солей, находятся в пределах европейской части СССР на территории Пермской, Оренбургской и Волгоградской областей, Белорусской и Украинской ССР. К их числу принадлежат крупнейшие по своим запасам и характеризующиеся высоким качеством солей Славяно-Артемовское и Башкирские месторождения каменной соли пермского возраста, Верхнекамское месторождение каменной и калийных солей того же возраста, Старобинское девонское месторождение каменной и калийных солей на территории Белорусской ССР, Прикарпатские неогеновые месторождения каменной (Солотвинское) и калийных (Калуш и Стебник) солей.

С куполами каменной соли пермского возраста связаны наиболее крупные самосадочные озера Баскупчак и Эльгон. На Украине и в Крыму, кроме того, в крупных масштабах разрабатываются соляные лиманы Одесских, Генических и Сивашских промыслов, связанные своим образованием с водами Черного моря.

Вторым значительным районом является Оренбургская область с Илецким месторождением каменной соли и Казахстан с Индерским

месторождением каменной и калийных солей и с многочисленными соляными куполами Эмбенского района (пермского возраста). Кроме того, на территории Казахстана и прилегающих к ней районов Западной Сибири известно большое количество соляных озер, из которых наиболее крупными являются Прииртышская, Аральская и Прикаспийская группы.

Третьим значительным районом является Средняя Азия, в пределах которой на территории Туркменской, Узбекской и Таджикской ССР известен и частью разрабатывается целый ряд ископаемых и современных месторождений галита и калийных солей — месторождения Карлукского и Чаршапгинского районов, Хаджа-Канское, Камыш-Курганское, озера Куули и Джебельское и целый ряд других. Ископаемые месторождения Средней Азии относятся по времени образования к верхнеюрскому и неогеновому возрасту.

В Иркутской области находится Ангаро-Ленский соляной бассейн, в Якутской АССР — Кемпендяйское месторождение каменной соли кембрийского возраста. Усольское месторождение Ангаро-Ленского бассейна, находящееся на Ангаре в 60 км ниже г. Иркутска, является основной базой получения поваренной соли в Восточной Сибири.

Наконец, в Закавказье, в Нахичеванской АССР, разрабатывается сравнительно небольшое Нахичеванское месторождение каменной соли неогенового возраста, а в окрестностях г. Еревана (Армянская ССР) недавно открыто и разведано крупное месторождение каменной соли того же возраста.

Вне пределов СССР в кембрийский период галогенные фации не имели широкого распространения и развиты в Северо-Восточном Пакистане (соляной кряж в Пенджабе) и Южном Иране. В силурийский период развитие галогенных фаций и соленаккопление, главным образом в верхней части верхнего силура, имели место в Северной Америке (в штатах Нью-Йорк, Огайо, Мичиган, Пенсильвания, Виргиния) и в провинции Онтарио (Канада), где образовались мощные залежи каменной соли. В девоне возникли соляные и калийные залежи Канады. В нижнем карбоне залежи каменной соли известны на Юго-Востоке Канады (Новая Шотландия, Новый Браунсуик), где в них установлены тонкие прослои силвинита. С отложениями верхнего карбона связаны мощные залежи каменной соли в США (штаты Колорадо и Юта), в которых на большой глубине обнаружены слои силвинита и карналлитовой породы. В течение верхней перми (пекштейн) соленаккопление в больших масштабах происходило на территории Польши, ФРГ, ГДР и Англии. С верхней пермью связаны мощные соляные залежи в США (штаты Канзас, Оклахома, Новая Мексика, Техас, Луизиана). Пермские соляные залежи представлены не только каменной, но и калийными солями (ФРГ, ГДР и США).

В триасе мощное накопление галогенных осадков происходит в северной, западной и южной частях ФРГ, Австрийских Альпах, Южной Франции, Англии, некоторых областях Пиренейского

полустрова, в Алжире, Тунисе и Китае. В галогенных отложениях триаса местами встречаются калийные соли, не имеющие, по-видимому, промышленного значения. Мощные и широко распространенные соляные залежи верхнеюрского возраста известны в северо-западной части ФРГ, во Франции, Англии, в штате Юта (США), Перу и Колумбии.

Залежи соленосных пород и каменной соли мелового периода найдены в Южной Америке (Эквадор, Перу и Чили), Палестине и Аравии.

Отложения неогенового периода отличаются весьма широким распространением галогенных фаций, с которыми связаны крупные месторождения каменной соли в Румынии, Турции, Египте, Ливии, Ираке, Палестине, Северном и Южном Иране, Северо-Восточном Пакистане, Северной Америке и других странах, а также и крупные промышленные залежи калийных солей в Испании (Сирия и Кардона), Франции (Эльзас), ФРГ (Баден). В неогеновых отложениях США и Испании известны залежи тенардита.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ископаемые месторождения каменной и калийных солей

Славянско-Артемовское (Бахмутское) месторождение. Это месторождение каменной соли находится в Славянском и Артемовском районах Донецкой области Украинской ССР. Оно открыто в 1871 г. и эксплуатируется с 1876 г., хотя соляные ключи здесь известны с очень давних времен.

По Н. Н. Яковлеву (1944), месторождение приурочено к так называемой Славянско-Бахмутской котловине, представляющей собой широкую синклинальную складку, в которую собраны породы каменноугольного и пермского возрастов. Последние в центральной части котловины прикрыты более молодыми трансгрессивно залегающими на палеозое мезозойскими и кайнозойскими осадками, поэтому нижнепермская соленосная толща залегает здесь на значительной глубине. По данным В. П. Боброва и С. М. Корневского (1965), схема стратиграфии галогенных нижнепермских отложений северо-западной части Донбасса по современным представлениям следующая (рис. 82).

Начало галогенной седиментации устанавливается по наличию в верхах картамышской свиты (свита медистых песчаников Н. Н. Яковлева) немногочисленных и маломощных ангидритовых прослоев. В. П. Бобров и С. М. Корневский, изучая литологический состав нижнепермской галогенной формации, выделили в нем десять ритмов соленакпления.

На породах картамышской свиты согласно залегают породы известняково-доломитовой никитовской свиты, мощность которой до 240 м. В составе никитовской свиты выделены два ритма соленакпления (спиваковский и каменско-торский) и четыре пласта

соли, разделенные пачками глинистых и карбонатных пород (снизу вверх): спиваковский (25 м), каменский (11 м), святогорский (12 м) и торский (65 м).

На породах никитовской свиты согласно залегают породы славянской свиты, мощность которой колеблется от 100 до 610 м, что обусловлено выклиниванием отдельных горизонтов и выщелачиванием солей. В этой свите, представленной чередованием терригенных и карбонатных пород, ангидритов и каменной соли, выделено пять ритмов соленобразования, в течение которых возникли наиболее ценные пласты соли.

Для третьего — карфагенского — ритма соленаккопления, равного по мощности всей никитовской свите, характерны шесть пластов каменной соли, из которых три верхних наиболее мощны (от 10 до 20 м) и носят название карфагенских. Четвертый ритм соленаккопления — подбрянцевский — сложен в нижней части преимущественно терригенными породами, в верхней — каменной солью с пропластками ангидрита. В этом ритме соленаккопления имеются 7—8 пластов каменной соли, из которых промышленным является Подбрянцевский пласт мощностью 13—40 м.

Пятый ритм соленаккопления — брянцевский — в нижней части представлен чередованием пластов терригенных пород с ангидритом и каменной солью, а в верхней — мощным (30—50 м) пластом (Брянцевским) прекрасной каменной соли со средним содержанием галита 98,5%.

Шестой ритм — надбрянцевский — в нижней части сложен двумя маломощными пластами терригенных пород, разделенными пластом каменной соли, и завершается пластом каменной соли с пропластками ангидрита и карбонатной породы. В верхней части ритма на двух пластах аргиллита, разделенных пластом ангидрита, залегает мощный (12—42 м) пласт каменной соли — Надбрянцевский. В его кровле наблюдается чередование пластов карбонатных пород, ангидрита и каменной соли. Разрез надбрянцевского ритма заканчивается еще одним пластом каменной соли, средняя мощность которого около 15 м.

Юго-западнее Артемовского месторождения, в районе Красного села, славянская свита имеет максимальную мощность (610 м), разрез ее здесь завершается седьмым ритмом соленаккопления —

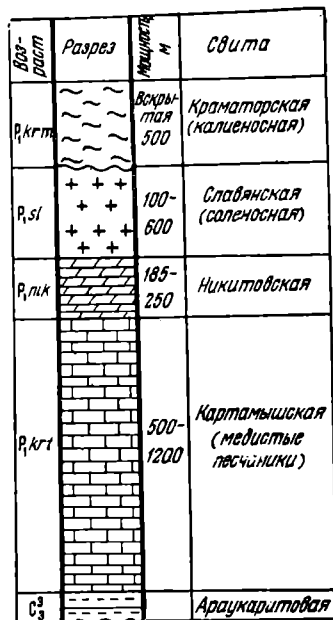


Рис. 82. Стратиграфическая колонка соленосных отложений Бахмутской котловины. По Н. Н. Яковлеву и др.

красносельским. Этот ритм начинается пластом алевролита и аргиллита, выше залегают красносельские пласты каменной соли (количество их изменяется от 6 до 9, мощность — от 1,5 до 20 м). Они чередуются с пропластками ангидритов и аргиллитов. В направлении от г. Славянска к городам Приволью и Артемовску наблюдается постепенное выклинивание пластов каменной соли из верхней части седьмого ритма соленакпления. В районе г. Артемовска пласты каменной соли, лежащие выше Надбрянцевского пласта (красносельские), либо замещаются ангидритами и алевролитами, либо выклиниваются.

Заканчивается разрез нижнепермских отложений Северо-Западного Донбасса краматорской свитой, выделенной М. Л. Левенштейном (1961). Эта свита, вскрытая мощностью которой достигает 500 м, представлена красноцветным соляным комплексом, имеет три ритма соленакпления и содержит два горизонта (11 пластов) калийных солей.

Восьмой, или нижнекраматорский, ритм соленакпления содержит два мощных (до 50 м) пласта каменной соли, но лишен калийных солей.

Девятый ритм — среднекраматорский — кроме 10—12 пластов каменной соли представлен нижним сильвинитсодержащим горизонтом общей мощностью до 35 м, содержащим четыре пласта сильвинита. Мощность двух из них равна 3,35 и 5,5 м, содержание KCl соответственно 17,3 и 30,5%.

Завершающий десятый ритм нижнепермской галогенной формации Северо-Западного Донбасса — верхнекраматорский — содержит верхний сильвино-карналлитовый горизонт с семью пропластками калийных солей (мощность их от 0,5 до 2,7 м) в пластах каменной соли.

Пласты калийных солей сложены сильвин-карналлитовой и карналлитовой породами. Содержание калия в карналлитовых пластах колеблется от 6 до 13%, магния — от 4 до 8%. Промышленное значение калийных солей Донбасса еще не ясно.

В настоящее время главный практический интерес представляет соленосная толща славянской свиты с Брянцевскими пластами каменной соли. Она залегает почти горизонтально; углы падения пластов каменной соли не превышают 3—4°.

Соль характеризуется весьма высокой чистотой. Содержание NaCl колеблется от 96 до 98%, а в лучшем по составу Брянцевском пласте в среднем составляет 98,5%.

Характер толщи солей одинаков от г. Артемовска, где ведется шахтная добыча соли, до г. Славянска, где буровыми скважинами эксплуатируются соляные рассолы. Общие размеры мульды около 45 км в длину и 35 км в ширину, поэтому запасы соли в ней очень велики и измеряются миллиардами тонн.

Отложение химических осадков связано в этой котловине с выпадением их из растворов в изолированном, но временами сообщавшемся (морская фауна) с морем заливе, который занимал место

Артемовско-Славянской котловины. Последняя представляла собой в пермское время прогибавшуюся синклинальную впадину, заполнявшуюся осадками.

По мнению А. А. Иванова (1960, стр. 199 и 200), «накопление осадков галогенной формации Донецкого прогиба происходило, вероятно, при частой смене условий седиментации и изменениях в связи с этим вещественного состава самих осадков. Галогенная седиментация периодически прерывалась вторжениями вод с моря и с суши, привносившими тонкий обломочный материал и различные растворенные вещества, что нарушало физико-химический режим бассейна и обуславливало изменение вещественного состава отлагавшихся осадков. Дважды вторжение морских вод в соляной бассейн было настолько значительным, что он временно превращался в морской залив, в котором обитала фауна».

Верхнекамское месторождение калийных и магниевых солей расположено на западном склоне северной части Урала в Пермской области и открыто в 1925 г. До этого времени в этом районе с очень давних пор производилась лишь выварка поваренной соли из рассолов, получаемых из источников или буровых скважин.

Месторождение связано с мощной серией осадочных пород пермского возраста (рис. 83). Верхняя часть пермских отложений сложена известняково-песчаниковой и глинисто-песчаниковой толщей пород пешмийского горизонта Уфимского яруса, мощность которой в различных участках месторождений колеблется от нуля до

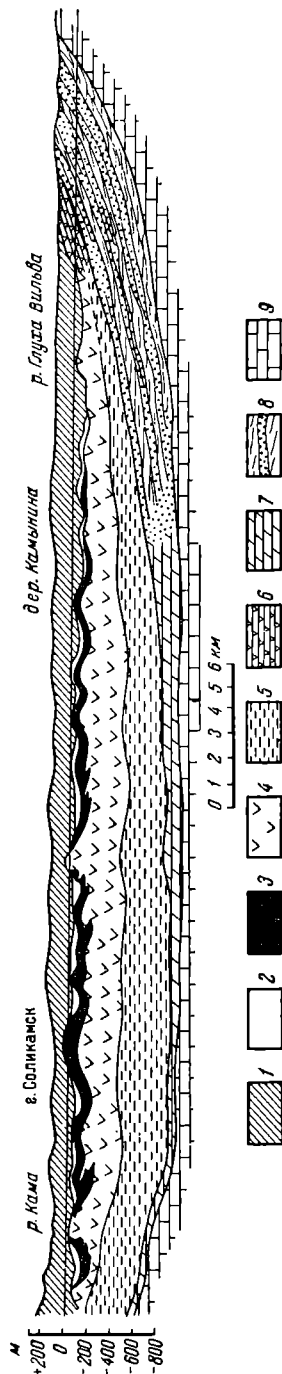


Рис. 83. Геоморфический разрез Верхнекамского месторождения. По А. А. Иванову

1 — покровные над соленосной толщей породы; 2 — покровная каменная соль; 3 — зона калийных солей; 4 — толща подстилающей каменной соли; 5 — ангидрид-глинистая толща; 6 — соленосные песчаники и глины; 7 — аргилиты доломитизированные мергели; 8 — артинские песчанико-конгломератные отложения; 9 — нижнепермские известняки

200 м. Под нею залегают известково-мергелистая и глинисто-мергелистая толщи соликамского горизонта уфимского яруса суммарной мощностью от 50 до 200 м, являющиеся непосредственной кровлей соляной толщи. Последняя относится к иреньскому горизонту кунгурского яруса пермской системы. Верхние ее горизонты сложены так называемой переходной толщей, представляющей собой каменную соль с прослойками мергелей и гипсоносных глин. Эта толща отсутствует на площадях месторождения, где соленосная толща слагает антиклинальные и брахиантиклинальные поднятия, во впадинах же ее мощность достигает 80 м и более. Под ней залегают толща покровной соли мощностью от 1 до 70 м, непосредственно ниже которой и находится толща калийных и магниевых солей. Эта толща имеет общую среднюю мощность около 80—85 м.

Верхняя ее часть средней мощностью 60—65 м выделяется под названием сильвинит-карналлитового горизонта, который сложен девятью пластами калийных солей мощностью от 1 до 15 м, каждый из которых на большем или меньшем пространстве представлен то карналлитовой породой, то сильвинитом, так называемым пестрым, генетически связанными между собой.

Нижний горизонт калийных солей — сильвинитовый — средней мощностью 20—22 м сложен шестью пластами так называемого красного сильвинита мощностью от 0,8 до 6 м. Пласты калийных солей в каждом из горизонтов переслаиваются пластами каменной соли мощностью от 1 до 5,5 м. В основании соляной толщи находится мощная толща каменной соли, носящая название подстилающей. Ее мощность колеблется от 250 до 400 м.

Подстилающая соль книзу переходит в глинисто-ангидрит-доломитовую толщу низов кунгурского яруса мощностью свыше 380 м, которая, в свою очередь, постепенно сменяется известняково-глинистой толщей артинского яруса, имеющей мощность от 40 до 60 м.

Все породы, слагающие месторождение, собраны в ряд пологих брахиантиклинальных складок и куполовидных поднятий, имеющих близкое к меридиональному простирание. На отдельных участках иногда наблюдается довольно интенсивное смятие пластов с образованием многочисленных мелких складок и дизъюнктивных тектонических нарушений.

Карналлитовая порода состоит из округлых или угловатых зерен карналлита оранжевого или желтого цвета, сцементированных зернистым агрегатом галита. В меньших количествах присутствуют ангидрит, карбонаты (сидерит или магнезит) и глинистый материал. Содержание карналлита колеблется в довольно широких пределах в зависимости от различных количеств входящего в состав породы галита. Содержание KCl в породе составляет 6—23% (в среднем 18—20%), а $MgCl_2$ — 8—30% (в среднем 22—25%). Кроме того, карналлитовые породы содержат небольшие количества брома, рубидия и акцессорные радиоактивные элементы. Эти породы в многочисленных мелких пустотах содержат большие количества газов, главным образом метана (CH_4), водорода и азота.

На отдельных участках месторождения в верхних горизонтах под воздействием водных растворов карналлитовая порода путем растворения и выноса $MgCl_2$ превращена во вторичный сильвинит, образующий горизонт так называемого верхнего сильвинита, или «сильвинитовую шляпу». Мощность этого горизонта колеблется от 9 до 32 м. Слагающий его сильвинит имеет красновато-желтоватую окраску, кристаллически-зернистую или конгломератовидную структуру и содержит KCl от 12 до 56% при содержании $MgCl_2$ не свыше 4%.

Пестрый сильвинит состоит из довольно крупных кристаллов чистого опаловидного и молочно-белого сильвина и бесцветной, голубой, синей или загрязненной глинистым материалом каменной соли, образующей также тонкие переслаивающиеся с сильвинитом прослойки. Содержание KCl в пестром сильвините колеблется от 35 до 56%.

Красный сильвинит представляет собой мелкозернистую породу различных оттенков красного и розового цветов. Она состоит из мелких зерен красного или розового сильвина, тесно перемешанного с бесцветной, голубой или синей каменной солью. Содержание KCl в красном сильвините варьирует от 10 до 35%.

Скопления газов в сильвинитовых пластах представлены метаном (22—48%), азотом (44—59%), C_2H_6 и высшими гомологами (7—18%) и CO_2 (0—0,5%).

Отличительной чертой Верхнекамского месторождения является отсутствие в нем сульфатов калия и магния, столь характерных, например, для классического аналогичного Стассфуртского месторождения в ФРГ и ГДР.

На основе изучения условий и путей кристаллизации солей из сложных растворов типа морской воды советскими физико-химиками и химиками были предложены гипотезы, удовлетворительно объясняющие условия образования месторождений калийных солей с пониженным содержанием сульфатов калия и магния и бессульфатных (Рыковсков, 1932; Морачевский и Поленова, 1939; Валяшко и Соловьева, 1953 и др.). Эти условия определяются процессом метаморфизации рассола, т. е. изменением состава последнего большей частью в сторону уменьшения содержания иона SO_4 . Метаморфизация рассолов происходит под влиянием катионного обмена между рассолом и алюмосиликатным шламом и реакции между карбонатом кальция и сульфатом или хлоридом магния, содержащимися в рассоле (Иванов, 1959).

Следует заметить, что бессульфатные калийные месторождения, представленные залежами сильвинита и карналлитовой породы, подобные Верхнекамскому, распространены в природе значительно шире, чем сульфатные. Это, очевидно, может говорить о широком развитии процессов метаморфизации (обессульфачивании) морской воды и других исходных растворов в прошлые геологические эпохи.

Площадь, занимаемая соляной толщей Верхнекамского месторождения, превышает 6500 км². Геологические запасы калийных

солей на площади месторождения (3—3,5 тыс. км²) в пересчете на К₂О оцениваются цифрой в 25—30 млрд. т. Столь крупными цифрами запасов определяется крупнейшее промышленное значение Верхнекамского месторождения.

Старобинское месторождение. Открытое в 1949 г. Старобинское месторождение каменной и калийных солей находится на территории

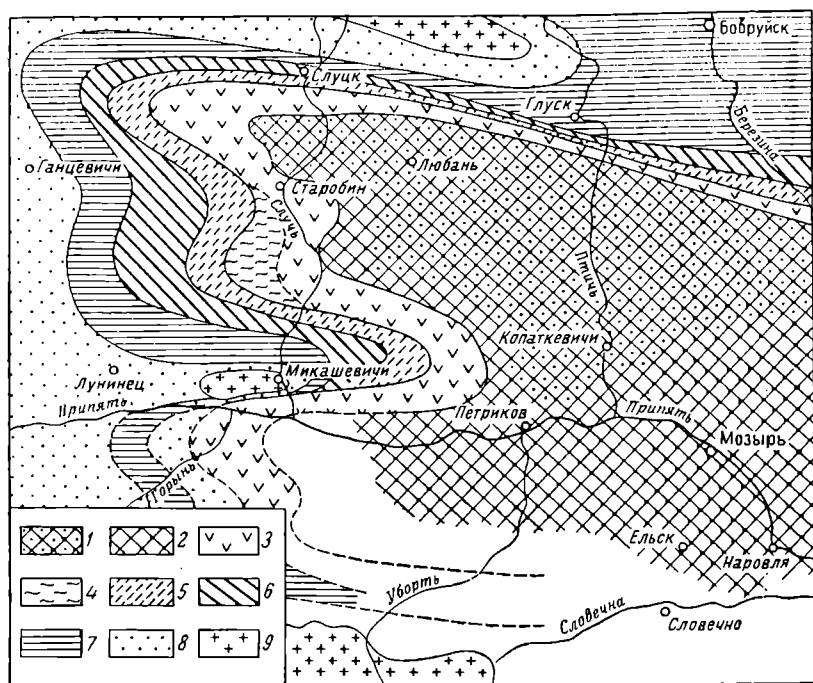


Рис. 84. Карта распространения верхнефаменской соленосной толщи и подстилающих ее отложений на площади Припятского прогиба — срез карты по кровле соленосной толщи. По Е. П. Брунс, 1956

1—5 отложения фаменского яруса: 1 — проявления калийных солей в отложениях каменной соли, 2 — соленосная толща, 3 — глинисто-мергельные гипсоносные отложения, 4 — песчано-глинистые отложения, 5 — сульфатно-карбонатный комплекс; 6 — отложения франского яруса; 7 — отложения живетского яруса; 8 — додевонские пестроцветные песчано-глинистые отложения; 9 — породы кристаллического фундамента

Белорусской ССР, в северо-западной части Припятского прогиба (рис. 84), сложенного серией осадочных отложений, залегающей на кристаллическом фундаменте и подразделяющейся на четыре структурных этажа (Брунс, 1956; Брунс и Кириков, 1959).

На породах кристаллического фундамента, представленных серыми роговообманко-биотитовыми гранодиоритами, несогласно залегает мощная (около 330 м) красноцветная толща полесского (белорусского) комплекса позднего докембрия, слагающая первый (нижний) этаж осадочных отложений и представленная красно-

и пестроцветными песчаниками и мелкозернистыми алевролитами и редкими прослоями красно-бурых и темно-серых глин. С размывом и несогласием на этой толще залегает толща туфогенно-осадочных пород волинского и валдайского комплексов нижнего кембрия, представляющая собой уцелевшую от предживетского размыва часть второго структурного этажа. Мощность этой толщи около 110 м и сложена она мелкозернистыми песчаниками, содержащими глинистую гальку и вулканогенный материал, а в верхних горизонтах — песчаниками, алевролитами и глинами с единичными прослоями доломита.

Третий структурный этаж образован мощной толщей отложений от наровского горизонта живетского яруса среднего девона до турнейского яруса нижнего карбона включительно. Общая мощность этих отложений в Припятском прогибе 3—3,5 тыс. м.

Наровский горизонт представлен чередующимися слоями доломитов, в основном первичных, и доломитизированных мергелей; мощность его около 80 м. Выше наровского горизонта залегает свита глин с прослоями алевролитов, песков, изредка доломитов, относящаяся по возрасту к лужскому (тартусскому) горизонту и имеющая мощность около 160 м. Залегающие выше отложения франского яруса представлены свитами терригенных, карбонатных и гипсоносных пород.

Свита терригенных пород, имеющая мощность 26—47 м и сопоставляемая с щигровским горизонтом, сложена аргиллитами, в разной степени обогащенными алевроитовым материалом, в верхней части имеющая прослои доломитов. Выше залегает свита карбонатных пород, сложенная преимущественно первичными доломитами, среди которых встречаются прослои доломитовых мергелей и доломитистых глин, а также прослои доломитизированных известняков. Мощность ее около 100 м, возраст от верхнещигровского до евлановского включительно. Верхняя свита в разрезе франского яруса Старобинского района носит название гипсоносной и сопоставляется Е. П. Брунс и другими геологами с ливенским горизонтом верхнефранского подъяруса; мощность ее 25—90 м.

В этой свите в основном развиты глины и мергели, обычно доломитизированные, которым подчинены пачки и прослои гипс-ангидри-товых пород.

В восточной и юго-восточной частях Припятского прогиба, более глубоко погруженных, гипсоносная свита фациально сменяется мощными отложениями каменной соли с прослоями глинисто-карбонатных пород (Брунс, 1956). Эта ливенская, или нижняя соленосная, свита вскрыта многими скважинами, и полная мощность ее колеблется от 427 до 740 м.

Выше ливенской гипсоносной свиты в Старобинском районе залегает мощный (до 180 м) комплекс сульфатно-карбонатных пород фаменского яруса верхнего девона, состоящий из двух свит. Нижняя известняковая свита, по стратиграфическому положению сопоставляемая с елецко-задонским горизонтом и имеющая мощность 42—

133 м, сложена известняками, иногда доломитизированными и содержащими примесь терригенного кварца. Верхняя свита этого комплекса доломитовая, имеющая мощность от 20 до 133 м, сложена преимущественно первичными и вторичными доломитами и доломитизированными известняками с редкими подчиненными прослоями глин, песчаников и алевролитов.

На доломитовой свите с постепенным переходом залегает мощный стратиграфо-фациальный комплекс соленосных и глинисто-мергельных пород, который до некоторой степени условно подразделяется на две свиты: нижнюю — соленосную и верхнюю — глинисто-мергелистую. Фаменская (или верхняя в Припятском прогибе) соленосная свита, по стратиграфическому положению соответствующая данково-лебедянскому горизонту, распространена в пределах почти всего Припятского прогиба на площади длиной не менее 200—250 км и шириной до 120—130 км. Средняя мощность этой верхней соленосной свиты, к которой приурочены пласты калийных солей, на площади Старобинского месторождения составляет около 670 м и увеличивается до 1500 м в восточном и юго-восточном направлениях.

Соленосная свита покрывается мощной свитой глинисто-мергельных пород, которая тесно связана переходами с соленосной свитой как в разрезе, так и в плане, и имеет также данково-лебедянский возраст; мощность ее 235—480 м, преимущественно 250—280 м. Главнейшими породами, слагающими глинисто-мергелистую свиту на площади Старобинского месторождения, являются мергели, аргиллиты и глины, содержащие пачки, прослой и гнезда доломитов и доломитизированных известняков. К более глубоким горизонтам этой свиты приурочены проявления гипса и ангидрита, а также солепроявления.

На площади собственно Старобинского месторождения глинисто-мергелистая свита венчает разрез палеозойских отложений. Выше с разрывом и несогласием залегает комплекс мезозойских и кайнозойских отложений, от юры до четвертичных включительно, формирующий четвертый этаж осадочного чехла. Соленосная свита Старобинского месторождения сложена каменной солью, калийными солями, разнообразными глинисто-карбонатными породами, алевролитами и песчаниками.

В соленосной свите на площади Старобинского месторождения разведочными работами установлено четыре выдержанных горизонта (пласта) калийных солей (рис. 85), приуроченных соответственно к четырем пачкам каменной соли. Каждая из этих пачек, как правило, состоит из трех частей: верхняя и нижняя сложены каменной солью и составляют кровлю и почву средней, которая представляет собой собственно горизонт калийных солей. Представление о мощности горизонтов калийных солей и вмещающих каждый из них слоев каменной соли дает табл. 23.

Поисковые работы, выполненные в последние годы на площади, лежащей восточнее и юго-восточнее собственно Старобинского место-

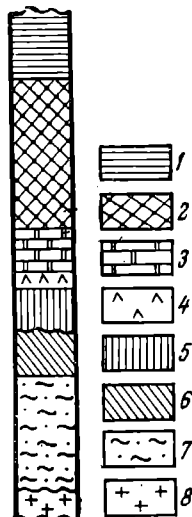
**Мощности горизонтов калийных солей
в Старобинском месторождении (в м)**

Индекс горизонта	Горизонт калийных солей	Покрывающая пачка каменной соли	Подстилающая пачка каменной соли
I	4,8	6,0	11,5
II	2,8	9,5	18,5
III	20,5	8,0	6,0
IV	21,0	9,5	20,5

рождения, показали, что верхняя соленосная свита здесь увеличивается в мощности до 1500—2000 м и в верхних горизонтах ее, кроме указанных пластов калийных солей, прослеживаются еще до 30 пластов мощностью от 1—1,5 до 25 м, которые залегают как выше

**Рис. 85. Разрез девонских отложений
Припятского прогиба.** По
Е. П. Брунс, 1956

1—3 — фаменские отложения: 1 — надсоленосная глинисто-мергельная толща, 2 — соленосная толща, 3 — известняки и доломит-ангидриды; 4 — гипсоносная толща; 5 — доломиты и пестроцветные карбонатно-терригенные породы, местами отмечаются солеспровления; 6 — живецкие отложения (лужские и наровские слои) — пестроцветные глины, мергели и песчаники; 7 — додевонские (кембрийские-протерозойские) пестроцветные песчано-глинистые отложения; 8 — породы кристаллического фундамента



и ниже старобинских пластов, так и между ними. Глубина залегания их от поверхности земли достигает 1000 м и более. Часть этих пластов безусловно имеет промышленное значение. В некоторых пластах здесь большую роль играет карналлитовая порода.

Рассматривая общие условия залегания, характер и степень дислоцированности горизонтов калийных солей в связи с вмещающими их соленосными комплексами, А. А. Иванов (1959) выделяет пять типов месторождений и относит Старобинское месторождение к первому из них. Этот тип характеризуется простыми спокойными условиями залегания как соленосной формации в целом, так и самих горизонтов калийных солей. Пласты последних на больших

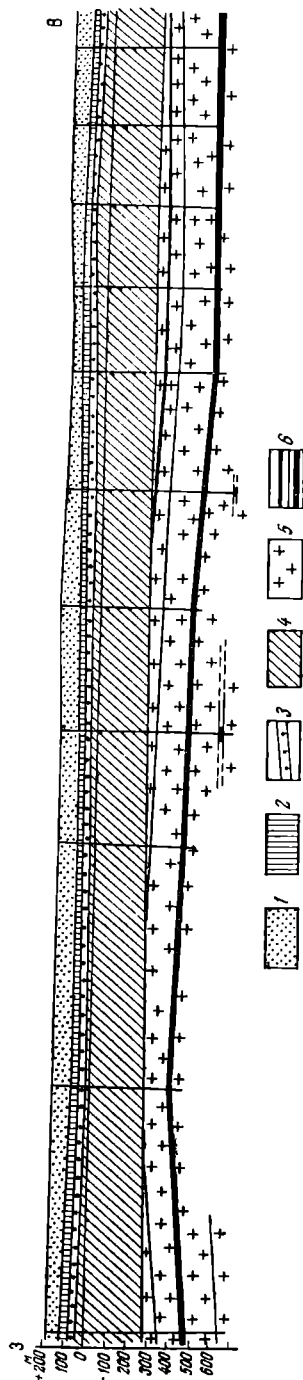


Рис. 86. Геологический разрез Старобинского месторождения

1 — четвертичные отложения; 2 — меловые и верхнедевонские отложения; 3 — глинисто-мергельная свита; 4 — глинисто-мергельная свита; 5 — соленосная свита; 6 — горизонты калийных солей

площадах занимают положение, близкое к горизонтальному, они обнаруживают пологое (моноклинальное) падение, углы которого обычно составляют лишь несколько градусов, не более 15—20°. На фоне такого залегания наблюдаются широкие, захватывающие значительные участки поднятия и погружения с очень пологими падениями крыльев. Внутриформационная складчатость и другие нарушения имеют небольшой масштаб (рис. 86).

Залежи калийных солей бессульфатны. Калийные минералы представлены только хлоридами: сильвином и карналлитом, из которых главное значение имеет первый, а карналлит играет резко подчиненную роль. Сопутствующие соляные минералы представлены галитом и ангидритом (изредка гипсом). Содержание карбонатно-глинистого материала в сильвинитах и карналлитосильвинитах колеблется от немногих процентов до нескольких десятков процентов в сильно глинистых разностях этих пород. Акцессории в калийных солях представлены окислами железа, кварцем, соединениями брома и др. Сильвин во всех четырех горизонтах калийных солей имеет красную окраску различных тонов. Карналлит в заметных количествах проявлен лишь в третьем горизонте, где встречаются маломощные прослои карналлит-сильвинита и карналлитовой породы, а также прожилки карналлита в глинистых породах. Во втором и четвертом горизонтах карналлит практически отсутствует, а в первом устанавливается химическими анализами в незначительном количестве.

Зерна карналлита окрашены преимущественно в темный бурый и сургучно-красный цвет, иногда

в темно-оранжевый, реже встречаются бесцветные или серые разности.

Запасы (балансовые) природных калийных солей Старобинского месторождения около 3500 млн. *т* со средним содержанием KCl примерно 22,5%, а нерастворимого остатка — 6%.

Геологические и прогнозные запасы природных калийных солей на всей разведанной и покрытой поисковыми работами площади Старобинского месторождения составляют более 36 млрд. *т*. Более 50% из них представлены сырьем с повышенным содержанием нерастворимого остатка (более 10%). Из остального количества прогнозных запасов (17,5 млрд. *т*), соответствующих требованиям кондиции, 16,8 млрд. *т* залегают на глубине до 1200 м. Месторождение эксплуатируется подземными работами.

Геолого-структурное и географическое положение Старобинского месторождения калийных солей в самой краевой северо-западной части Припятского прогиба свидетельствует о том, что только в этой части соляного бассейна, наиболее суженной и удаленной от области притока в залив морской воды, создавались условия, благоприятные для кристаллизации калийных солей. Формирование соленосной свиты закончилось в связи с изменением тектонических и физико-географических условий в области Припятского прогиба, вызвавших усиление притока в бассейн морских вод и вод суши и отложение громадных масс карбонатно-глинистого материала, слагающего глинисто-мергелистую свиту.

Стассфуртское месторождение. На территории Магдебург-Хальберштадского района, расположенного в мульде между Гарцем и Флейхтенбергской горной цепью (ГДР и ФРГ), расположено Стассфуртское месторождение каменной и калийных солей. По данным Е. Фульда (Fulda, 1935) и А. А. Иванова (1934, 1953), этот район является одним из семи районов, образующих верхнепермский (цехштейновый) соляной бассейн ГДР и ФРГ. Этот бассейн, охватывающий главным образом северные части ФРГ и ГДР и простирающийся от западной части Польши до берегов Англии, имеет площадь более 100 тыс. км² при длине до 1700 км и ширине до 400—500 км.

В цехштейновом соляном бассейне возникли четыре солеродные формации, обозначенные, по предложению Г. Рихтера-Бернбурга (Richter-Bernburg, 1955), символами Z_1 (формация Верры), Z_2 (формация Стассфурт), Z_3 (формация Ридель) и Z_4 (формация верхнецехштейновая). Стассфуртская формация содержит стассфуртский горизонт калийных солей, который имеет наибольшее практическое значение и распространен на площади более 90 тыс. км².

По данным Е. Фульда (1935), галогенные отложения, формировавшиеся в этом бассейне в верхнем цехштейне, подразделяются на два горизонта, носящие названия «древняя соляная толща» и «молодая соляная толща».

В основании древней соляной толщи залегает так называемый основной базальный ангидрит мощностью от 2 до 15 м (рис. 87). Выше располагается толща «древней каменной соли», мощность

которой в разных частях бассейна колеблется от нескольких десятков метров до 500—600 м. Древняя каменная соль состоит из переслаивающихся 11-сантиметровых (в среднем) слоев каменной соли с 0,4-сантиметровыми прослойками ангидрита. Лежащие выше переходные слои, мощность которых колеблется от 6 до 40 м, начинаются каменной солью, в которой ангидрит замещен отчасти глауберитом. За ней следует каменная соль с тонкими прослоями полигалита. Еще выше идут последовательно: каменная соль с кизеритом

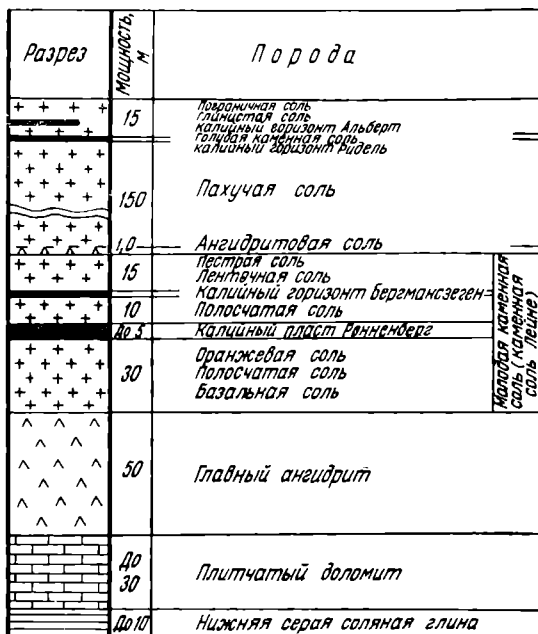


Рис. 87. Сводный разрез формации Ридель (Z₃).
По М. П. Фивегу

и вантгоффитом, каменная соль с кизеритом и лоевитом и каменная соль с кизеритом и лангбейнитом.

Часто выше полигалитовой зоны последовательность минералообразования идет по несколько иному пути, и вместо трех свит каменной соли с кизеритом и названными выше минералами возникает лишь одна, в которой представлены каменная соль, кизерит и карналлит.

В всячем боку переходных слоев располагается древняя залежь калийных солей мощностью от 6 до 50 м, так называемый Стасфуртский слой, представленный или твердой солью (хартзалыц), иногда с карналлитовой породой в всячем боку, или (чаще) сплошь одной карналлитовой породой.

Карналлитовая порода состоит из 55% карналлита, 26% каменной соли, 17% кизерита и 2% ангидрита и глины с примесью небольших количеств полигалита и других калийных минералов, в том числе и борацитовых стяжений. В карналлите присутствует бром в количестве до 0,17%.

Твердая соль состоит из 24% сильвина, 55% каменной соли, 18% кизерита и 3% ангидрита и глины.

В Стассфуртском месторождении калийные соли представлены только описанным Стассфуртским слоем. Тектоника месторождения довольно простая. Около Стассфурта крылья складок полого падают на юго-востоки более круто на юго-запад. Лишь около Флехтенбергской горной цепи калийная залежь сильно нарушена и имеет энергичную складчатость, несогласную с окружающими породами (рис. 88).

Однако на некоторых других участках цехштейнового соленосного бассейна (Северо-Ганноверский и Южно-Ганноверский районы) калиеносной является не только «древняя», но и «молодая» соляная толща. Разрез последней начинается слоем серых соленосных глин мощностью 5—30 м, который знаменует собой перерыв в галогенном процессе и начало нового накопления соленосных осадков. Выше слоя соленосных глин залегает как называемый главный ангидрит, горизонт которого имеет мощность 30—80 м. В некоторых (краевых) районах бассейна этот горизонт сложен плитчатым доломитом мощностью 6—25 м, заканчивающим собой разрез молодой соляной толщи. В центральных частях бассейна выше главного ангидрита располагается толща каменной соли (нижняя молодая соляная залежь) мощностью 40—50 м, содержащая висячем боку слой калийных солей (слой Ронненберг) мощностью 5—10 м, представленный главным образом сильвинитом, иногда с примесью карналлита и с содержанием кизерита не более 2%.

Отделяясь от этого слоя толщей промежуточной каменной соли (средняя молодая соляная залежь) мощностью 45—60 м, залегает второй слой калийных солей (слой Ридель) мощностью 5—10 м, состоящий также из сильвинита. Выше находится толща соленосных

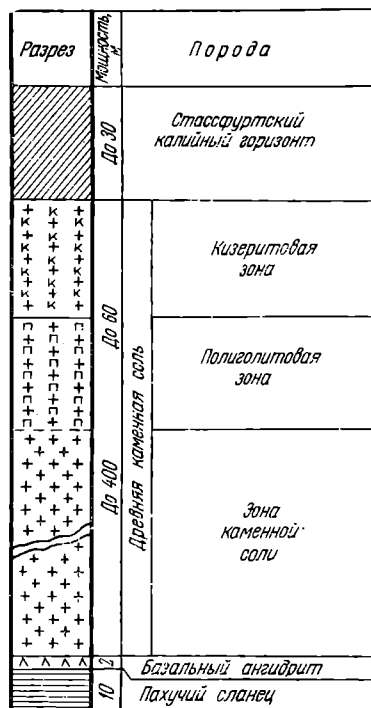


Рис. 88. Разрез пород стассфуртской формации (Z₂) у Стассфурта. По М. П. Фивегу

глин и ангидрита мощностью около 30 м, на которой располагается верхняя молодая залежь каменной соли мощностью около 50 м.

Таким образом, в верхнекехштейновом бассейне ФРГ и ГДР отмечается не менее четырех периодов накопления каменной соли, причем в течение трех периодов эволюция галогенного процесса заканчивалась кристаллизацией более легко растворимых калийных солей.

Месторождения калийных солей ФРГ и ГДР, представленные преимущественно сульфатными солями, эксплуатируются с середины прошлого столетия. Запасы их составляют около 20 млрд. т в пересчете на K_2O . На 1 км² площади это составит около 4—5 млн. т, т. е. раза в три меньше, чем в Верхнекамском месторождении СССР.

Современные месторождения солей

Месторождение оз. Баскунчак. Озеро Баскунчак находится в Волгоградской области в 54 км к востоку от пристани Владимирской на Волге. Озеро представляет собой низменную котловину, расположенную у подошвы горы Большое Богдо на 20 м ниже уровня моря. Оно имеет форму овала длиной около 18 км и шириной 9,6 км при площади около 114 км².

Гора Большое Богдо сложена конгломератами, песчаниками и глинами триаса, в основании горы подстилаемыми пермскими красноцветными песчаниками и глинами. Западное и северное побережья озера и обширные пространства к востоку от горы Большое Богдо сложены пермской толщей гипсов, вместе с вышележащими триасовыми отложениями в послепалеогеновое время собранной в целый ряд куполообразных антиклинальных и брахиантиклинальных складок. Впадина озера располагается на склоне соляного штока или купола, залегающего под гипсовой толщей.

Лежащие на дне озера соляные отложения имеют следующий разрез (сверху вниз):

1. Верхний пласт сплошной соли	6—9 м
2. Глина	13 »
3. Средний пласт соли	2 »
4. Глина	12 »
5. Соляная толща, состоящая из мощных слоев соли, перемежающихся с менее мощными слоями черного ила с запахом H_2S	более 257 м

Эти отложения сверху покрыты рапой¹, имеющей наибольший уровень (до 10—12 см) весной. Летом озеро совершенно пересыхает. Главным источником современного питания озера являются многочисленные соленые ключи, вытекающие из гипсоносной толщи.

¹ Рапа — водный раствор солей, покрывающий поверхность соляных озер, из которого при испарении выпадает слой солей, называемый новосадкой.

За год в озеро поступает более 8 млн. м³ воды, содержащей 930 тыс. т растворенных в ней солей (в том числе 864 тыс. т NaCl).

Рабочим слоем является верхний пласт, в котором различаются четыре главных сорта соли.

Н о в о с а д к а — рыхлая снежно-белого цвета соль мощностью до 5—7 м. Содержание NaCl 97,5—98,1 %. Обладает горьковатым вкусом вследствие повышенного содержания магниевых солей.

Г р а н а т к а — обособленные, часто прозрачные, хорошо образованные кристаллы соли. Содержание NaCl 99 %. В южной части озера мощность ее достигает 2,5—3 м и более. Благодаря своей чистоте является наиболее важной в промышленном отношении.

К о р н е в а я соль — большие друзы галита, в общем сходные с гранаткой; залегает главным образом в центрально-южной части озера.

Ч у г у н н а я, или **с в и н ц о в а я**, соль — очень твердая, плотно сцементированная соль слоистого строения, залегающая в северной и северо-западных частях озера, где мощность слоя ее 9 м. По качеству уступает гранатке и корневой соли.

По условиям образования озеро относится к материковым тектоническим озерам. Запасы соли в верхнем рабочем пласте, мощностью в среднем 8—9 м, оцениваются в 775 млн. т. Озеро в настоящее время является главнейшим из разрабатываемых в СССР самосадочных озер.

ЛИТЕРАТУРА

Антипова А. С. Месторождения каменной соли и рассолов Бахмутской котловины. Тр. Укр. научно-иссл. ин-та соляной промышленности, вып. 4 (12). Госгортехиздат, 1962.

Бобров В. П. и Корневский С. М. Литология, ритмичность и геохимия нижнепермских галогенных отложений северо-западной части Донбасса. «Сов. геология», 1965, № 10.

Брунс Е. П. История развития Припятского прогиба в палеозое. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 14, 1956.

Брунс Е. П. и Кириков В. П. Геологическая карта домезозойской поверхности Припятского прогиба. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 11, 1959.

Валашко М. Г. и Соловьева Е. Ф. О кристаллизации соляной воды при испарении морской воды. Тр. Всесоюз. научно-исслед. ин-та галургии, вып. 27, 1953.

Валашко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд-во МГУ, 1962.

Иванов А. А. Ископаемые и современные соляные месторождения. В кн.: «Курс нерудных месторождений», ч. I, Горгеонефтиздат, 1934.

Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Госгеолгиздат, 1953.

Иванов А. А. Распространение и типы ископаемых месторождений калийных солей. «Геология рудных месторождений», 1959, № 4.

Иванов А. А. и Левицкий Ф. Ю. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 35, Госгеолтехиздат, 1960.

Иванов А. А. [и др.]. Геология и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 68, 1961.

Кашкаров О. Д. и Фивег М. П. Калийные и магнезиальные соли. Госгеолтехиздат, 1963. (Требование промышленности к качеству минер. сырья, изд. 2.)

Кореневский С. М. Некоторые вопросы геологии и генезиса калийных залежей Предкарпатья. Геол. сб. Львовского геол. об-ва, № 4, 1957.

Кореневский С. М. и Донченко К. Б. Геология и условия формирования калийных месторождений Советского Предкарпатья. Тр. ВСЕГЕИ нов. серия, т. 99, 1963.

Кореневский С. М. [и др.]. Калиеносность галогенных отложений Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 3.

Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. Гос-топтехиздат, 1950.

Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосин-клинальных областей. Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. ГИН, вып. 29.)

Левенштейн М. Л. Новые данные о составе и строении нижне-пермских отложений Донецкого бассейна. Мат-лы по геол. и газоносн. нижне-пермских отложений юга Русской платформы. Харьков, 1961.

Малявкин А. А. Нижняя пермь Донбасса. Мат-лы по геол. пермской системы европейской части СССР. Гос-топтехиздат, 1940.

Морачевский Ю. В. и Поленова Т. Б. Бессульфатность Верхнекамских соляных отложений. Тр. Всесоюз. научно-исслед. ин-та галургии, вып. 17, 1939.

Муратов М. В. Галолиты. В кн.: «Неметаллические ископаемые». Госгеолтехиздат, 1942.

Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Гос-топтехиздат, 1951.

Нестеренко Л. П. Стратиграфия пермских отложений Донецкого бассейна. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 7.

Преображенский П. И. Соликамское калийное месторождение. Госхимтехиздат, 1933.

Рыковсков А. Е. Проблема бессульфатности Соликамских калийных отложений. Тр. ГГРУ, вып. 43, 1932.

Страхов Н. М. Закономерности состава и размещения аридных отложений. В кн.: «Основы теории литогенеза». Т. 3. Изд-во АН СССР, 1962.

Фивег М. П. Условия образования месторождений калийных солей. Бюлл. МОИП, т. 30, вып. 3, 1955.

Фивег М. П. Об условиях формирования Верхнекамской соленосной серии. Тр. Всесоюз. научно-исслед. ин-та галургии, вып. 30, 1955.

Фивег М. П. Геологические условия седиментации соленосных формаций и их калийных горизонтов. Докл. XX Геол. конгресса в Мексике, 1956.

Щербина В. Н. Строение соляной толщи Старобинского месторождения калийных солей. Изв. Высших учеб. завед. Геология и разведка, 1960, № 11.

Яковлев Н. Н. Материалы для геологии Донецкого бассейна. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 94, 1914.

Яковлев Н. Н. О пермской соленосной толще Донбасса. Докл. АН СССР, 1941, т. 30, № 5.

Яржемский Я. Я. К петрографии Белорусского соляного месторождения. Тр. ВНИИГа, вып. 40, 1960.

Fulda E. Die deutschen Salzlagernstätten in den Alpen. Kali. Ig. 32, H. 17, 1938.

Fulda E. Zechstein. Handbuch der vergleichenden stratigraphie Deutschlands, 1935.

Lotze F. Steinsalz und Kalisalze. T. 1, 1957.

Richter-Bernburg C. Stratigraphische gliederung des deutschen Zechsteins Z. Deutsch. Geol. Ges., B. 105, t. 4, 1953.

ГИПС И АНГИДРИТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Минерал гипс является водным сульфатом кальция состава $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (32,5% CaO, 46,6% SO_3 , 20,9% H_2O). Он принадлежит к моноклинной сингонии и встречается в природе в виде обособленных толстотаблитчатых или призматических кристаллов и в агрегатах, среди которых выделяют несколько разновидностей — крупнокристаллическую листоватую, тонко- и параллельноволокнистую с шелковистым блеском, землистую и наиболее распространенную крупно- или мелкозернистую сахаровидную. Цвет гипса обычно белый, реже розоватый или желтоватый. Он хотя и слабо, но растворим в воде, вследствие чего в гипсовых толщах нередко возникают карстовые воронки и полости.

Гипс — плохой проводник тепла. При нагревании гипс теряет воду и при 107°C переходит в полугидрат $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$, а при дальнейшем нагревании до 200°C переходит постепенно в безводный сульфат CaSO_4 , т. е. в ангидрит. Обезвоженный при температуре от 107 до 170°C гипс называется штукатурным; при соприкосновении с водой он снова в течение нескольких минут присоединяет воду и дает при высыхании плотную твердую массу. На этом свойстве (схватывании) основано широкое использование гипса как цементного сырья. Прокаленный при температуре выше 750°C гипс медленно затвердевает с малым количеством воды в сплошную твердую массу и носит название гидравлического гипса, или эстрих-гипса.

Минерал ангидрит относится к безводным сульфатам кальция состава CaSO_4 (44,2% CaO, 55,8% SO_3) и кристаллизуется в ромбической сингонии. Мономинеральные агрегаты ангидрита обычно являются зернистыми; часто ангидрит встречается вместе с гипсом. Цвет его белый, сероватый, голубоватый, иногда красноватый. Сравнительно с гипсом в воде растворяется труднее.

Гипс и ангидрит как полезные ископаемые представляют собой горные породы, состоящие нацело или в преобладающей части из этих минералов. Обычными примесями в таких породах являются обломочные частицы, глинистое вещество, пирит, сера, карбонаты, галит, битуминозные вещества. Помимо пород, близких к мономинеральным, в природе известны также гипсовые образования, состоящие из тонкой смеси мелких кристаллов гипса с песчано-глинистым или известково-глинистым материалом; они распространены главным образом на Кавказе и в Средней Азии, где носят разные местные названия — «гажа», «ганджа», «ганч», «глиногипс» и др.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ, ТРЕБОВАНИЯ К СЫРЬЮ, ДОБЫЧА

Гипс и ангидрит, добываемые на гипсовых рудниках и карьерах, в практике называют «гипсовым камнем». Качественные требования к нему определяются специальным стандартом на «Камень гипсовый для производства вяжущих веществ» ГОСТ 1013-48 с изменениями, опубликованными в 1953 г. Согласно ГОСТу содержание $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ в товарном гипсовом камне должно быть в первом сорте не менее 90%, а во втором — не менее 65%. Камень должен поставляться потребителям в кусках размером от 50 до 300 мм или в виде щебня размером от 5 до 50 мм.

Основными областями применения гипса и ангидрита являются следующие:

1) производство гипсовых вяжущих веществ — строительного гипса, высокопрочного гипса, формовочного гипса, эстрих-гипса, медицинского гипса;

2) при производстве цементов — гипсошлакового, ангидритового, специальных цементов, портланд-цемента (в качестве добавки);

3) химическая промышленность — получение серной кислоты, сульфат-аммония;

4) сельское хозяйство (для гипсования почвы);

5) бумажная промышленность (в качестве наполнителя).

Строительный гипс получают из кускового гипса (гипсового камня) путем обжига при температурах до 130—180° С и последующего тонкого размола. При таком обжиге двухводный гипс теряет часть воды и переходит в полуводный ($2\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), при затворении с водой вновь переходящий в двухводный и затвердевающий в камнеподобное тело. Применяется строительный гипс для штукатурных и отделочных работ, а также для изготовления различных строительных изделий и деталей — обшивочных и перегородочных плит, листов сухой штукатурки, карнизов, розеток и др. Он затвердевает и сохраняет прочность только на воздухе, во влажной среде изделия теряют механическую прочность и разрушаются. Ценятся гипсовые строительные материалы за их легкость, огнестойкость, малую тепло- и звукопроводность.

В СССР разработано несколько способов производства высокопрочного полуводного гипса методом гидротермической (автоклавной) обработки гипсового камня с предварительным помолом сырья или последующим помолом готового вяжущего вещества. В образцах отливок временное сопротивление сжатию изменяется от 150 до 400 кг/см² и выше, а в образцах из обыкновенного гипса — 100—150 кг/см². Такой гипс применяется для получения гипсобетона и строительных растворов, для производства строительных деталей и т. п., когда требуются вяжущие вещества с быстрыми сроками схватывания и твердения. Камень для производства высокопрочного гипса должен содержать не менее 92% $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

и обладать плотной мелкозернистой структурой. Он не должен содержать мелких (меньше 10 мм) фракций и пылевидных частиц.

Формовочный гипс идет на изготовление форм и моделей для керамической, авиационной и машиностроительной промышленности, форм для литья металлов и сплавов, а также для различных поделочных и скульптурных работ. Получают формовочный гипс так же, как и строительный, но из более чистого, отборного гипсового камня.

Эстрих-гипс получают путем обжига гипсового камня или ангидрита при температуре около 900° С, при которой происходит полная дегидратация гипса и частичная диссоциация ангидрита. Полученный продукт размалывается и служит для изготовления набивных полов, употребляется в виде раствора при кирпичной кладке, для изготовления искусственного мрамора, облицовочных и половых плиток, ступеней, подоконников и т. п. Изделия из затвердевшего эстрих-гипса имеют высокую прочность, низкую теплопроводность, хорошее звукопоглощение и малую истираемость. В сырье для его производства должно быть минимальное содержание кальцита.

Медицинский гипс применяется в ортопедии для изготовления хирургических повязок, лангетимюляжных слепков, а также в стоматологии при снятии оттисков для зубных протезов. Для него требуется более тщательный отбор сырья (цвет гипса должен быть белый).

Гипсошлаковый цемент представляет собой гидравлическое вяжущее вещество (т. е. твердеющее под водой), полученное совместным тонким измельчением высушенного гранулированного доменного шлака (80—85% по весу), двухводного гипса и портланд-цементного клинкера. Наиболее эффективными областями его применения являются подземные и подводные сооружения, особенно когда они подвергаются действию выщелачивания и сульфатной агрессии.

Ангидритовый цемент — тонкоразмолотые продукты обжига двухводного гипса при температуре 600—700° С или необожженного природного ангидрита, к которым добавляются различные добавки, активизирующие схватывание. Применяется ангидритовый цемент для строительных растворов, изготовления бетонов, искусственного мрамора, пустотелых камней и т. п.

В необожженном виде естественный тонкоразмолотый гипс обладает способностью к перекристаллизации и используется в качестве гипсового цемента при малоэтажном строительстве, а также для отливки архитектурных деталей и отделки фасадов зданий. Чистые снежно-белые и ровно окрашенные разности плотного гипса используются в качестве облицовочного камня; волокнистая разность (селенит) употребляется для поделок.

Комплексным путем при обжиге совместно с глиной и коксом из гипса и ангидрита получают сернистый газ (для производства серной кислоты) и портланд-цемент (Печуро и Шнейдер, 1959).

В последние годы добыча гипса в капиталистических странах испытывает колебание (табл. 24).

Таблица 24

Добыча гипса в главнейших капиталистических странах
(в тыс. т.)

Страна	1964 г.	1965 г.	Страна	1964 г.	1965 г.
США	9600	9000	Италия	3200	2380
Канада	5800	5600	Иран		1530
Франция	4500	4860	ФРГ	1200	1220
Англия	4600	4420	Индия	880	1140
Испания	3200	2830	Мексика		1080

В СССР в 1966 г. было добыто 10 млн. т гипсового камня. Оптовые цены на гипсовый камень за 1 т франко-рудник, установленные с 1 июля 1955 г., колеблются от 85 коп. до 3 руб. 30 коп.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди месторождений гипса и ангидрита выделяют несколько генетических типов.

1. **Осадочные месторождения** являются основным генетическим типом месторождений гипса и ангидрита в большинстве стран мира. По условиям образования среди них выделяют сингенетические и эпигенетические.

Сингенетические месторождения образовались одновременно с вмещающими породами путем химического осаждения гипса и ангидрита из истинных растворов.

Эпигенетические месторождения гипса возникли при гидратации ангидрита месторождений первого подтипа. Гидратация происходила при низком внешнем давлении на глубинах до 100—150 м под действием нисходящих вод и сопровождалась увеличением объема породы (30 % и более). На больших глубинах при большом давлении гипс неустойчив, и происходил обратный процесс, т. е. дегидратация гипса и переход его в ангидрит. К этому типу относятся большинство осадочных месторождений гипса и ангидрита.

Характерными формами гипсовых тел в осадочных месторождениях являются пласты, гнезда и линзы, а также прослой и прожилки во вмещающих породах. Мощность отдельных пластов изменяется в широких пределах, составляя 20 м и более. Часто слои гипса, перемежающиеся с другими породами, образуют мощные свиты пластов с пологим или близким к нему залеганием.

2. **Остаточные месторождения** типа «гипсовых шпал» связаны с месторождениями каменной и калийных солей и возникли в результате накопления гипса и ангидрита как остаточных продуктов выщелачивания каменной соли.

3. Инфильтрационные месторождения бывают двух типов: 1) месторождения, образованные в результате растворения гипса, рассеянного в осадочных породах, переноса его грунтовыми и поверхностными водами и последующего отложения в смеси с песчанистыми, глинистыми и известковистыми частицами на новом месте в виде гипсовой гаж, глиногипса и подобных пород. Залежи такого типа невелики по размерам, но находятся на поверхности, удобны для эксплуатации простейшими способами и разрабатываются для местных нужд; 2) месторождения, образовавшиеся за счет метасоматического замещения известняков при действии на них сернокислых вод; месторождения этого типа редки.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения гипса и ангидрита широко развиты на территории как СССР, так и многих стран за границей. Они приурочены к отложениям различных геологических систем, в частности в пределах СССР к верхнему кембрию, девону, перми, верхней юре, мелу и третичной системе. Однако, во-первых, распределены они на территории СССР неравномерно, а во-вторых, своей мощностью и промышленной ценностью среди них резко выделяются месторождения пермского возраста. Многочисленны и значительны по размерам также месторождения девона и верхней юры. Кембрийские месторождения известны в Иркутской области (Тыретьское месторождение), в Бурято-Монгольской и Якутской АССР. Девонские месторождения гипса эксплуатируются в Коми АССР, Исковской и Тульской областях; в последней расположено крупное Новомосковское месторождение, ежегодная добыча на котором превышает 1 млн. т.

Интенсивно эксплуатируются месторождения пермского возраста, широко развитые в Архангельской (Звозское) и Пермской (Кунгурское) областях, в Татарской АССР (Камское устье), Башкирской АССР (Охлебининское), Украинской ССР (месторождения Артемовского и Никитовского районов в Донбассе).

Верхнеюрские месторождения широко развиты на Северном Кавказе (Учкульское и Хасаутское), на территории республик Средней Азии. Меловые и третичные месторождения известны в Средней Азии, а третичные — и на территории Приднепровья.

За границей наиболее мощными месторождениями гипса обладают США, Канада, Франция, ФРГ и ГДР, Великобритания. В США промышленные месторождения гипса известны в 19 штатах; но около 60% всей добычи в США приходится на пять штатов: Нью-Йорк (силур), Мичиган (нижний карбон), Айова и Техас (пермь), Калифорния (палеоген). Канадские месторождения гипса связаны с силурийскими, девонскими и каменноугольными осадками. Месторождения Франции по возрасту относятся к триасовым и третичным, а месторождения гипса в ФРГ и ГДР приурочены к верхнепермским,

триасовым, верхнеюрским и третичным отложениям, причем гипс почти всегда сопровождается ангидритом. Главнейшие месторождения Великобритании приурочены к пермским отложениям.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Новомосковское, а также Оболенское, Скуратовское, Болоховское и другие месторождения гипса расположены на территории Тульской и Московской областей. Залежи гипса приурочены к данково-лебединскому горизонту фаменского яруса верхнего девона, причем гипсовый горизонт подстилается кавернозными известняками, доломитами, гипсовыми доломитами и мергелями муянской толщи мощностью 10—15 м. Гипсовый горизонт имеет сложное строение: чистые гипсы переслаиваются с гипсо-доломитами, доломито-гипсами и доломитами, но мощность его выдержана на большой площади и составляет 20—30 м. Надгипсовый горизонт (кудьяровская и озерская толщи) сложен доломитами, доломитизированными известняками, известковистыми глинами и мергелями и имеет мощность около 35 м.

Породы верхнего девона покрываются отложениями нижнего и среднего карбона, мезозоя и четвертичными. Общая мощность этих отложений изменяется от 40—70 до 110—160 м.

Слои гипсового горизонта повторяют общую тектоническую структуру Московской синеклизы. Они погружаются на север с падением 1,5—3 м на 1 км. Глубина залегания гипса изменяется в зависимости от рельефа дневной поверхности и угла погружения залежи на север от 80—100 до 360 м в пределах г. Москвы.

Гипс имеет белый цвет; нередко встречаются гипсы, окрашенные в серый, зеленовато-серый и бурый цвета. Текстура гипса неравномерно-слоистая или однородная. Содержание $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в гипсовом горизонте колеблется от 65 до 100 %, в большинстве проб от 80 до 90 %.

Общие геологические запасы гипса в Тульской области оцениваются в 426 млрд. т, в том числе детально разведано и оценено по промышленным категориям 1,67 млрд. т.

На действующей шахте Новомосковского месторождения разработка ведется камерно-столбовым способом без крепления. Месторождение открыто в 1936 г.

Н. М. Никитин (1959) считает, что Новомосковское месторождение гипса возникло сингенетическим осадочным путем в морских отмирающих бассейнах.

Месторождения Донбасса. Месторождения гипса и ангидрита Донбасса эксплуатируются с дореволюционного периода. Они подчинены двум стратиграфическим горизонтам ассельско-сакмарских отложений нижней перми: известняково-доломитовой толще P_{1c} и славянской свите P_{1s} .

Отложения этих толщ развиты в Славяно-Бахмутской и Кальмиус-Торецкой тектонических котловинах; в соленосной толще

залегает Славяно-Бахмутское месторождение каменной соли, генетически тесно связанное с месторождениями гипса.

Пермские породы слабо дислоцированы. На поверхности они развиты главным образом по периферии Славяно-Бахмутской котловины, где имеют непрерывно меняющееся простирание, более или менее совпадающее с очертаниями котловины, и падение внутрь котловины. Дислоцированность пермских пород обусловлена не только тектоническими явлениями, но и процессами гидратации ангидритов, с одной стороны, и оседанием пород над мощными карстовыми воронками — с другой. По данным геолога О. И. Галака (1931), в обеих толщах залегают гипсы в виде мощных пластов, кое-где прослеживаемых на десятки километров. Однако детальное исследование и разведочные работы показали, что в действительности залегание гипсов довольно капризное: они слагают линзы, собранные в пачки, причем некоторые из линз образуют местами

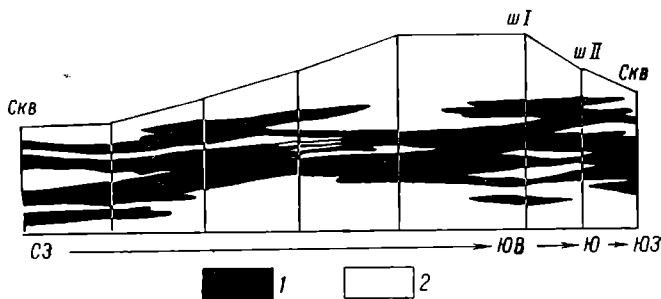


Рис. 89. Схема залегания пластов гипса на Артемовском месторождении Донбасса. Составлена М. Ф. Вилуновой по данным О. И. Галака

1 — гипс; 2 — вмещающие породы

раздувы, другие уменьшаются в мощности (рис. 89). Гипс обеих толщ содержит очень часто тончайшие прожилки темно-серого мергеля, иногда небольшие линзочки его; в некоторых случаях мергель образует в гипсе прослойки мощностью в 1 м и больше. Весьма обычны в гипсе прослойки и линзочки глины, известняков и ангидрита.

Доломитовая толща имеет мощность до 800 м и сложена преимущественно сланцеватыми глинами с подчиненными прослоями доломитов и гипса. В этой толще 11 пластов гипса; мощность пластов от 0,55 до 36,0 м. Сланцеватые глины доломитовой толщи, чередующиеся с пластами гипса, являются породами довольно плохо водопроницаемыми, поэтому залегающие среди них гипсы лишь в незначительной мере затронуты процессами денудации.

Главнейшие промышленные месторождения гипса, связанные с доломитовой толщей, сосредоточены в Никитовском районе (Никитовское, Иванградское и Нырковское).

В породах соленосной толщи (в славянской свите) месторождения гипса приурочены к так называемым верхней и нижней гипсоносным

толщам. Всего содержится семь рабочих пластов гипса, мощность их колеблется от 0,3 до 19,5 м.

Породы, переслаивающиеся с пластами гипса, представлены глинами, песчаниками, доломитами и мергелями, в значительной степени водопроницаемыми, что приводит к развитию карста в широком масштабе и к порче месторождений.

Крупнейшие промышленные месторождения соленосной толщи — Артемовское (запасы 49,3 млн. т), Покровское и Деконские. Литологическое изучение гипсов Донбасса, выполненное М. Ф. Викуловой, показало, что все пласты гипса приурочены только к поверхностной зоне и на глубине замещаются ангидритовыми. Изучение условий залегания, минерального состава, текстурных и структурных форм гипсов позволяет предполагать, что гипсы возникли за счет гидратации ангидрита.

ЛИТЕРАТУРА

Будников П. П. Гипс, его исследование и применение. Стройиздат, 1943.

Викулова М. Ф. Методы исследования пластовых месторождений гипса. В кн.: «Полезные ископаемые». Мат-лы ЦНИГРИ, сб. 2, 1935.

Галака О. J. Короткий попередній звіт про розвідки 1930 року щодо гіпсів Артемівшини. Вісник Укр. фил. ННІ, вып. 1, 1931.

Заварицкий А. Н. Гипс и ангидрит сел. Охлебинина. Изв. Геол. ком., 1924.

Икигин Н. М. О распространении залежи гипсов в Тульской области. «Сов. геология», 1959, № 11.

Печуро С. С. и Шнейдер В. Е. Гипс. Госгеолтехиздат, 1959. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 50, изд. 2.)

Harrison I. V. The gypsum deposits in South-western Persia. Econ. Geol., vol. 19, No. 3, 1924.

Newland D. H. Geology of the gypsum and anhydrite. Econ. Geol. vol. 16, No. 6, 1921.

Глава 19

БОР

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Среднее содержание (кларк) бора в земной коре, по А. Е. Ферману, равно 0,01, а по А. П. Виноградову — 0,0003. Борсодержащие минералы распадаются на две основные группы. Минералы первой группы представляют собой силикаты и алюмосиликаты бора и характеризуются невысоким содержанием B_2O_3 . Они довольно многочисленны; главнейшими из них являются **д а т о л и т** $Ca_2B_2 [SiO_4]_2 [OH]_2$, содержащий 21,8% B_2O_3 (вследствие высокого содержания B_2O_3), и **т у р м а л и н** — $(Na, Ca) (Mg, Al)_6 [Si_3Al_3B_3 (O, OH)_{30}]$, содержащий от 8 до 12% B_2O_3 (вследствие широкой распространенности); меньшее значение имеют **д а н б у р** и **т** $CaB_2 [Si_2O_7] O$, содержащий 28,7% B_2O_3 , но мало распростра-

ненный, и акспинит $\text{Ca}_2(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}[\text{OH}]$ с 7% B_2O_3 , т. е. с низким содержанием B_2O_3 .

Основным источником борного сырья служат минералы второй группы, являющиеся безводными или водными солями орто-, мета- и полиборных кислот и содержащие от 36,5 до 62,5% B_2O_3 . Среди них кроме редко встречающегося сассолина, или природной борной кислоты (H_3BO_3), можно различать:

1) натровые бораты — бура, или тинкал $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и кернит, или разорит $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$;

2) натрово-кальциевые — улексит $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$;

3) кальциевые — колеманит $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, пандермит $\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, иньонт $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$, кальциборит $\text{Ca}_5\text{B}_5\text{O}_{17}$;

4) кальциево-магниевого — гидрорацит $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$;

5) магниевые — ашарит (ссайбелиит) MgHBO_3 , котонит $\text{Mg}_3[\text{BO}_3]_2$, суанит $\text{Mg}_2[\text{B}_2\text{O}_5]$, индерит $\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$, борацит $\text{Mg}_6[\text{B}_{14}\text{O}_{26}] \text{Cl}_2$, флюоборит $\text{Mg}_3[\text{BO}_3][\text{F}, \text{OH}]_3$ и калиборит $\text{KMg}_2\text{B}_{11}\text{O}_{19} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$;

6) магниевые-железистые — людвицит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Fe}^{3+}[\text{BO}_3]\text{O}_2$.

Перечисленные бораты являются исходным сырьем для переработки с целью получения буры и борной кислоты — продуктов, используемых различными отраслями промышленности. Переработка силикатов бора довольно сложна; из солей борной кислоты, переработка которых значительно проще, наиболее трудно перерабатываемы магниевые бораты.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ, ТРЕБОВАНИЯ К СЫРЬЮ, ДОБЫЧА

Главным потребителем боратов является стекольная промышленность, применяющая B_2O_3 как составную часть различных сортов стекла. В керамике бораты употребляются при изготовлении глазурей для фарфора и фаянса, а также при изготовлении эмалей для железных изделий. Бура применяется в черной и цветной металлургии в качестве плавня, затем при никелировании, спайке и сварке металлов. Борная кислота имеет весьма важное применение в медицине в качестве антисептика.

В меньших количествах бораты применяются в текстильной, кожевенной, бумажной, деревообделочной промышленности, для мыловарения, свечного и клевого производств, при изготовлении сверхтвердых сплавов, могущих являться заменителями алмазов.

Особое значение имеет применение соединений бора в сельском хозяйстве. Кроме увеличения прироста семян клевера, люцерны, кормовых корнеплодов, технических культур и т. д., бор способствует повышению урожайности некоторых культур (лен, сахарная свекла, хлопок, кукуруза, табак и др.) и устраняет заболевания растений.

Карбид бора используется для регулировки работы атомных реакторов, так как бор обладает способностью поглощать нейтроны. Трехфтористый бор находит применение в нейтроновых счетчиках, контролирующих в реакторах положение урано-графитовых стержней. Особо важное значение приобрели в последнее время бораны — сложные соединения бора с водородом, легко окисляющиеся с выделением большого количества энергии и находящие применение в качестве горючего для реактивных двигателей. Соединения бора применяются в производстве гибких пластмасс, которые требуются для изготовления ряда важных деталей в авиапромышленности (Курман, 1959).

Боротовые руды являются рентабельными для эксплуатации и переработки при содержании больше 6% B_2O_3 . Руды, содержащие меньшее количество B_2O_3 , считаются бедными и перед поступлением в переработку нуждаются в обогащении.

Мировая добыча боратов в капиталистических странах в настоящее время фактически монополизирована США (около 90% от общего производства борных соединений). В 1961 г. в США добыто 810 тыс. *т* сырых солей бора, содержащих 243 тыс. *т* B_2O_3 . В Турции в 1961 г. добыто 80 тыс. *т*, а в Аргентине — 13 тыс. *т* сырых солей бора. Небольшая добыча — в пределах 2—5 тыс. *т* сырых солей — производилась в Италии, Чили и Иране.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Контактно-метасоматические (скарновые) месторождения являются одним из важнейших генетических типов месторождений бора. Среди них отчетливо различаются два подтипа, характеризующиеся определенными резко различными минеральными парагенезисами: а) борная минерализация в магнезиальных скарнах, представленная главным образом магнезиальными и железистыми боратами (людвигит, суанит, котоит, флюоборит, ашарит и др.); б) борная минерализация, связанная с известковыми скарнами и представленная преимущественно боросиликатами кальция — дафтолитом, данбуритом и аксинитом, а иногда (Малинко, 1963) и разнообразными кальциевыми боратами (кальциборит, сибирскит, коржинскит, фроловит и др.).

Минеральный состав бороносных магнезиальных скарнов (Шабинин, 1961, Утехин, 1964) отличается относительным постоянством на разных месторождениях, формировавшихся в условиях различной глубинности. Для магнезиальных скарнов характерны диопсид, форстерит, шпинель, периклаз и апоскарновые минералы — группы гюмита, флогопит, серпентин и брусит.

Сопровождающая скарны борная минерализация представлена перечисленными выше боратами магния и железа, слагающими иногда крупные линзообразные тела — месторождения СССР, Холь-Гол (Корея) и др.

Среди известных боратовых месторождений в магнезиальных скарнах Л. И. Шабынин (1961) выделяет четыре минеральных типа: котоитовый, людвигитовый, суанитовый и флюоборитовый. Месторождения перечисленных типов различаются не только по составу ведущего первичного бората, но и пространственным положением боратовой минерализации в поперечном сечении скарнового контактового ореола. Котоитовый тип известен пока лишь в контактах гипабиссальных интрузивов, людвигитовый — широко распространен в условиях фаций от субвулканической до абиссальной, суанитовый тип развит только в комплексах фаций большой глубинности, а флюоборитовый — в комплексах гипабиссальных фаций.

Все названные бораты замещаются ашаритом (ссайбелиитом), присутствующим в разных количествах на всех месторождениях магнезиально-скарнового подтипа.

Главнейшими первичноскарновыми минералами второго подтипа — известково-скарновых месторождений — являются салитгенденбергит (обычно содержащий марганец), гроссуляр-андрадит, реже встречаются волластонит, везувиан, скаполит. Апоскарновые минералы — эпидот, кварц и кальцит. Датолит и данбуритлагают иногда крупные пластообразные, линзовидные и неправильной формы метасоматические тела (месторождения СССР и Чехословакии).

По мнению Г. М. Утехина (1964), лишь некоторые месторождения этого подтипа являются образованиями умеренных глубин, большинство же из них формировалось в условиях небольших глубин. Борсилкаты, как и бораты, в ходе контактово-метасоматического процесса претерпевают изменения и превращения. Весьма характерен процесс замещения данбурита датолитом. На завершающей стадии скарнового процесса датолит может разлагаться на кварц и кальцит или переходить в борат кальция $2\text{CaO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Контактово-метасоматические месторождения бора весьма перспективны как по размерам, так и по качеству сырья.

2. Высоко- и среднетемпературные гидротермальные месторождения турмалина (преимущественно малых глубин и приповерхностные) широко распространены, но менее интересны и перспективны. Турмалин либо является жильным минералом золото-сульфидно-турмалин-кварцевых жил, либо широко развит в качестве минерала боковых измененных хлорит-турмалиновых пород около касситеритовых месторождений сульфидно-касситеритовой формации (Сибирь, Дальний Восток).

3. Эксгальационные месторождения бора имеют небольшое практическое значение. Борная кислота и ее соли находятся в водах многих горячих источников глубинного характера, связанных с эруптивными массивами. Месторождения этого типа довольно многочисленны, но практическое значение их невелико, главным образом вследствие низкого содержания B_2O_3 в водах источников (0,1—1 % H_3BO_3).

Наиболее интересным примером являются соффиони и фумароллы Тосканы (Италия), содержащие свободную борную кислоту и аммонийные бораты — лардереллит и аммониборит в количестве 0,3—0,5 г на 1 кг паро-жидкого вещества фумаролл и эксплуатируемые главным образом для получения электроэнергии с попутным извлечением до 4,5 тыс. т борных продуктов ежегодно.

Боросодержащие горячие источники известны в Калифорнии и Неваде (США), в Турции, Ираке, Тибете и в СССР.

К этому же типу месторождений некоторые исследователи (С. П. Попов) относят воды грязевых вулканов Таманского и Керченского полуостровов, содержащие бор в виде бору.

4. **Экзогенные вулканогенно-осадочные месторождения** бора в современных и неогеновых (погребенных) озерах возникают главным образом в бессточных впадинах и обычно так или иначе связаны с вулканогенными породами. Некоторые из них образовались за счет вод вулканического происхождения, содержащих бор, которые, стекая в бессточные впадины и реагируя с известковистыми осадками, дали отложения боратов в виде прослоев, линз, гнезд и отдельных желваков среди глин, песков, туфогенных и карбонатных пород — месторождения штатов Калифорния (Борат, Крамер) и Невада (Кэлвилл) в США, месторождения Султан-Чаир и района Бигадиш в Турции.

Наиболее ценные в промышленном отношении боратовые месторождения вулканогенно-осадочного типа связаны с неогеновыми пресноводными отложениями альпийских геосинклинальных областей, с конечными этапами формирования последних. По минеральному составу руд вулканогенно-осадочные месторождения, по А. Ф. Горбову (1960), разделяются на три группы: колеманитовые, пандермитовые и тинкал-кернитовые.

Другие месторождения образовались в современных озерах, расположенных вблизи действующих или недавно потухших вулканов, фумароллы которых поставляли бор в бессточные котловины этих озер — месторождения Перу (Салинас), Чили (Аскотан), Аргентины. Наконец, третьи образовались в современных озерах в условиях аридного климата при выветривании или месторождений бора других генетических типов, или горных пород, содержащих вкрапленность минералов бора, переносе и аккумуляции борных соединений в бессточных котловинах — озеро Сёрлс в Калифорнии, Клиз-Лейк в Неваде, месторождения Тибета, Индии.

Главнейшими соединениями бора в месторождениях описанного типа являются кальциевые (колеманит, иньбит, пандермит, говлит и др.) и натровые (бура, кернит и др.) бораты. В настоящее время месторождения этого типа — главная сырьевая база борного сырья в капиталистических странах, в частности в США. В СССР промышленных месторождений этого типа пока нет.

5. **Химические осадочные месторождения** боратов тесно связаны с месторождениями каменной и калийной солей. Вследствие постоянного присутствия солей бора в морской

воде (0,015% по сухому остатку) и легкой растворимости этих солей бораты выпадают из раствора главным образом в последних стадиях кристаллизационного процесса, образуя желваки и окрашивания преимущественно в толще калийных солей, иногда и в каменной соли. Подобные месторождения боратов, представленные преимущественно магниевыми боратами (гидроборацит, борацит, калиборит, индерит, ашарит), известны в Стассфуртском (ГДР и ФРГ) и некоторых месторождениях калийных и каменной солей в СССР.

Промышленное значение этого типа месторождений в настоящее время весьма невелико вследствие незначительности скоплений боратов, но при благоприятных условиях зона выветривания месторождений этого типа может являться источником для образования мощных остаточных и инфильтрационных месторождений бора.

6. Остаточные и инфильтрационные месторождения образуются путем выветривания боратов (главным образом, калиборита), возникших в качестве химических осадков в верхней части галогенных отложений. По мнению Я. Я. Яржемского, калиборит замещается ашаритом (а ашарит позднее улукситом), и возникают остаточные месторождения ашарита и улуксита. При дальнейшем развитии процессов выветривания ашарит, а в особенности улуксит растворяются грунтовыми водами, переносятся и перетлагаются в породах гипсовой шляпы над каменносоляным месторождением, образуя серию так называемых неашаритовых (улуксит-иньонитовых, колеманитовых, гидроборацит-улуксит-колеманитовых и др.) инфильтрационных залежей.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вулканогенно-осадочное месторождение Крамер. Это месторождение, расположенное в округе Керн, штат Калифорния США, сложено комплексом неогеновых отложений, залегающим на фундаменте из кристаллических пород. Нижняя часть неогенового комплекса образована кислыми туфами и лавами, которые переслаиваются с осадочными породами континентального происхождения. Эти отложения Х. Гэйл (Gale, 1946) относит к формации Розамонд среднемиоценового возраста и в отношении бороносности считает бесплодными. Заметно дислоцированные породы формации Розамонд с угловым несогласием перекрываются характерным комплексом, слагаемым базальтами и бороносными озерными отложениями, которые относятся к формации Рикардо предположительно верхнемиоценового возраста.

Озерные отложения, несущие бораты, залегают на поверхности базальтового покрова и разделяются на три отдела: нижний — сланец футвол, средний — синий бороносный сланец и верхний — зеленый слюдястый сланец.

Нижний отдел озерных отложений сложен либо темно-зеленой, серой или черной сланцеватой глиной, либо мягкой светло-серой тонкослоистой сланцеватой глиной, обычно заметно слюдястой.

Мощность нижнего отдела от 7,5 до 15 м. Во многих местах глины нижнего отдела пересечены многочисленными прожилками волонитового белого улексита; реже среди них отмечаются серовато-белые плотные прожилки пробергита, а также некоторое количество прожилок белого фарфоровидного крепкого говлита.

Средний отдел озерных отложений, выделяемый под местным названием «синий сланец», представляет собой тонкую коллоидального типа глину с весьма тонкой слоистостью, местами содержащую прослойки более грубозернистых осадков — от аркозового песка до конгломерата. В центральной части котловины этот отдел содержит мощную залежь боратов натрия (буры и кернита) и достигает мощности 60—75 м.

Верхний отдел озерных отложений сложен зеленоватым слюдистым глинистым сланцем мощностью 9—15 м и никаких боратов не содержит. На размытой поверхности толщи озерных отложений залегает непостоянный слой песчаника и грубого конгломерата, который завершает разрез неогеновых отложений рассматриваемого района. Выше в разрезе залегает толща аллювиальных рыхлых отложений четвертичного времени мощностью до 90 м.

Залежь натриевых боратов имеет форму плоской линзы длиной более 2,5 км при ширине около 0,8 км; мощность линзы в центральной части достигает 68 м, к периферии, где бораты переслаиваются с вмещающими породами, она уменьшается. Синие глины среднего отдела выше линзы натриевых боратов, а также по всей площади вне границ последней содержат обильные включения колеманита и улексита, рассеянные повсюду в виде агрегатов неправильной формы.

Месторождение случайно открыто в 1913 г. при бурении на воду, эксплуатируется с 1926 г. и обладает запасами в 92 млн. т руды (37 млн. т B_2O_3).

При образовании этого и подобных ему месторождений источником бора являлся неогеновый вулканизм Калифорнии, а накопление боратов приурочено к определенным горизонтам в разрезе мелко-водных пресноводных неогеновых отложений, представленных в основном глинистыми осадками. Источником для образования последних являлся вулканический пепел и другой материал, полученный от выветривания вулканических пород (Горбов, 1960).

Галогенные остаточпо-инфильтрационные месторождения. В этих месторождениях боратовые залежи приурочены к гипсовой толще пермского возраста, развитой на площади более 250 км².

Эта гипсовая толща по происхождению представляет собой «гипсовую шляпу», располагающуюся на вершине мощного солевого поднятия, одного из крупнейших на земном шаре. В краевых частях поднятия сохранилась толща кроющихся отложений, содержащая осадки всех систем, начиная с верхнепермских и кончая четвертичными. Тектоника поднятия имеет резкие черты соляного куполообразования. Процесс формирования купола протекал в несколько фаз, начиная от мезозоя и кончая современным периодом,

причем в одну из начальных фаз поднятие было разбито системой радиальных разломов (взбросов) на ряд секторов с различным поступательным движением.

Мощность гипсовой шляпы, с которой связаны залежи боратов, колеблется от 18 до 100 м, в среднем 50—60 м. Нижней границей гипсовой шляпы служит так называемое соляное зеркало, представляющее собой почти ровную поверхность и отвечающее уровню растворения вершины соляного поднятия. На некоторых участках в верхних горизонтах соляной толщи, мощность которой, по данным геофизики, достигает 6—8 км, имеются довольно мощные прослои ангидрита и глинисто-ангидритовых соленосных пород; на других участках каменная соль содержит лишь весьма тонкие ангидритовые дождевые слои.

В разрезе соляной толщи, по Я. Я. Яржемскому (1956), выделяются следующие зоны: а) нижняя каменная соль; б) сильвинит-полигалитовая зона с толщей красноцветных гидроборацитсодержащих галопелитов; в) карналлитовая зона.

В нижней каменной соли, ассоциируясь с пачкой залегающих в ней ангидритовых тонкослоистых мергелистых доломитовых пород, обнаружен кальциево-стронциевый водный борат — кургантаит. На границе нижней каменной соли и сильвинит-полигалитовой зоны отложилась толща красноцветных галопелитов, состоящая преимущественно (70—80%) из аутигенных (хемогенных) доломитовых, магнезитовых, ангидритовых компонентов и лишь на 20—30% из гидрослюды. В качестве примеси к галопелитам выкристаллизовался кальциево-магниевый борат — гидроборацит.

Затем, вследствие нарастания концентрации рапы материнского бассейна, совместно с галитом стали выпадать полигалит и сильвин, а из боратов — калиево-магниевый калиборит; совместно с калиборитом выпадали кизерит, преображенскит (водный магниевый борат) и гидроборацит. В дальнейшем с изменением физико-химических особенностей среды, происходившим в период садки карналлитовых солей, в ничтожных количествах выпадали соединения бора в виде борацита и серии редких боратов (хильгардит и др.).

Начальный (кургантаитовый) и конечный (борацитовый) этапы боронакопления характеризуются слабыми боропроявлениями, а гидроборацитовый и калиборитовый этапы — максимальным боропроявлением в породах соленосной толщи поднятия.

Гипсовая шляпа сложена несколькими горизонтами (сверху вниз):

- 1) верхние белые гипсовые породы;
- 2) серые глинистые гипсовые породы с прослоями глин;
- 3) нижние белые гипсовые породы, переходящие в ангидритовые породы;
- 4) красные глины с гипсом.

Характерной особенностью гипсовой шляпы является стратификация, унаследованная от соляной толщи. Разница в литологическом составе гипсовых горизонтов несомненно обусловлена разницей

в составе первичных ангидритовых пород. Гипсовая толща является областью интенсивного развития карста, среди которого различают карст древний и молодой. Атмосферные воды по трещинам и карстовым каналам отводятся в глубь гипсовой толщи и образуют здесь сплошной водоносный горизонт, зеркало которого расположено на глубине 35—43 м от поверхности. Кроме него существуют еще подвешенные водоносные горизонты на водоупорных глинистых прослоях. В них уровень подземных вод находится на глубинах от 2 до 8 м, в засушливое время они могут пересыхать совершенно.

Боратовые залежи сложены рудами двух типов: сплошными, содержащими от 20 до 30% B_2O_3 , и вкрапленными, содержащими от 2 до 5% B_2O_3 . Подавляющее большинство залежей сплошных руд расположено в серых глинистых гипсах, небольшое число их в нижних белых гипсах; залежи вкрапленных руд связаны с красными гипсовыми глинами. Наиболее крупные залежи имеют линзообразную форму, иногда приближающуюся к пластообразной, иногда весьма прихотливую, очень часто несогласную со слоистостью и вообще с условиями залегания вмещающих гипсов. Более мелкие рудные тела имеют формы неправильных пластиков, гнезд или карманов. Размеры наиболее крупных залежей достигают 250—300 м в длину при мощности 8—18 м.

Формы залегания боратовых тел обусловлены связью последних с теми формами пустот, карманов, промоин или поясов разлома в гипсовой толще, которые они заполняют. Связь значительного числа боратовых залежей с древними карстовыми образованиями можно считать доказанной. Некоторые из боратовых залежей выполняют более молодые карстовые пустоты в гипсовой шляпе (А. А. Иванов).

Минеральный состав залежей довольно сложен; бораты представлены ашаритом, гидроборацитом, индеритом, иньбитом, колеманитом, пандермитом, улукситом и многочисленными редкими боратами. Имеются залежи полиминеральные, сложенные самыми разнообразными ассоциациями перечисленных минералов, и мономинеральные, представленные одним минералом — ашаритом, гидроборацитом, колеманитом, улукситом. Наиболее распространены полиминеральные и ашаритовые залежи сплошных руд. Во вкрапленных рудах бораты представлены гидроборацитом, залегающим в виде мелких желваков и прожилков в глинах.

Главнейшими парагенетическими минералами в боратовых залежах являются гипс и карбонаты — кальцит и доломит. Гипс образует в руде рассеянную вкрапленность или агрегаты вторичного крупнокристаллического стеклянного гипса. Карбонаты замещают все боратовые минералы в процессе их выветривания и образуют либо карбонатную шляпу над рудным телом, либо оторочку вокруг него, либо прихотливого строения линзообразные включения внутри рудного тела. Между карбонатными «рубашками» и зонами образования кальциевых боратов в ашаритовых телах появляются элювиальные сильно разубоженные по содержанию окиси бора зоны,

в которых, по данным Я. Я. Яржемского, образуются в большем или меньшем количестве водные магнезиальные гидросиликаты типа сепиолита, аллофан, халцедон, аутигенный идиоморфный кварц, желваки флюорита.

Бораты месторождения возникли первоначально в качестве химического осадка из морской воды вместе с калийными и магнезиальными солями. После выхода соляного купола или отдельных секторов его на поверхность он начал подвергаться действию поверхностных вод — происходило выщелачивание и растворение солей в вершине соляного поднятия. В это же время ангидрит, слагавший прослой среди солей, переходил в гипс, а калиборит — в ашарит. На вершине соляного поднятия накапливались остаточные продукты (главным образом гипс и глинистый материал), которые и образовали гипсовую шляпу. Появившиеся в процессе выщелачивания солей растворы с большим содержанием бора циркулировали в гипсовой шляпе, удерживались в ней, чему особенно способствовали прослойки и пласты глин, и заполняли всякого рода углубления, трещины и пустоты в гипсовой шляпе. Из этих растворов в последующие стадии процесса выкристаллизовывались разнообразные боратные минералы. Эти же растворы замещали остаточные (по Я. Я. Яржемскому) ашаритовые залежи улекситом, пандермитом, иньбитом, колеманитом, иногда вторичным гидроборацитом и другими боратами, а периферию залежей — карбонатами. В гидроборацитовых телах, возникших осадочным путем, появляются колеманит, индерит, данбурит и астраханит.

По мнению М. Н. Годлевского (1937), все залежи боратов в гипсовой шляпе образовались инфильтрационным путем, причем первоначально из растворов выпадал гидроборацит, который в дальнейшем, с изменением физико-химических условий, замещался другими боратами. Я. Я. Яржемский подавляющее большинство боратных тел гипсовой шляпы по условиям образования относит к остаточным, иногда непосредственно имеющим в своих «корнях» боратные образования в породах соленосной толщи. Роль же боратов инфильтрационного происхождения, по его мнению, незначительна.

ЛИТЕРАТУРА

Барсуков В. Л. и Егоров А. П. Некоторые геохимические особенности условий образования месторождений галогенных боратов. «Геохимия», 1957, № 8.

Барсуков В. Л. Некоторые вопросы геохимии бора. «Геохимия», 1961, № 7.

Влодавец В. И. О паро-гидросольфатермальных месторождениях в вулканических областях Италии. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1955, № 5.

Годлевский М. Н. Очерки по минералогии боратных месторождений. «Зап. Всерос. минер. об-ва», 1937, ч. 16, вып. 2.

Горбов А. Ф. Условия образования и закономерности размещения боратных месторождений вулканогенно-осадочного типа. Тр. Всесоюз. научно-исслед. ин-та Галургии, 1960, вып. 11.

Курман И. М. и Мельницкий В. В. Борные провинции и опыт классификации месторождений борного сырья. В сб.: «Геология горно-химического сырья». Госхимиздат, 1955.

Курман И. М. О тихоокеанском и широтном борных поясах. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». т. 1, Изд-во АН СССР, 1958.

Курман И. М. Бор. В сб.: «Минеральные ресурсы капиталистических стран». Госгеолтехиздат, 1959.

Малинко С. В. Новый тип эндогенной борной минерализации и некоторые вопросы генезиса боратов в гидротермальном процессе. «Геология рудных месторождений», 1963, № 6.

Утехин Г. М. К вопросу о закономерностях размещения и условиях образования скарновых концентраций бора. «Геология рудных месторождений», 1964, № 5.

Шабунин Л. И. О закономерностях размещения и условиях образования концентрации бора в эндогенных боратах скарновых месторождений. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1959, № 3.

Шабунин Л. И. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магмезиальных скарпах. «Геология рудных месторождений», 1961, № 3.

Яржемский Я. Я. Минералогия и петрография калийных месторождений Советского Союза. В сб.: «Вопросы геологии агрономических руд». Изд-во АН СССР, 1956.

Gale H. Geology of the Kramer Borate district, Kern County, California. Calif. J. of Mines a. Geol., 42, No. 4, 1946.

Meixner H. Die neue türkische Boratprovinz. Kali und Steinsaltz, 1956.

Глава 20

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПИГМЕНТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Пигментами называют разнообразные красящие вещества, обладающие тем или иным цветом, нерастворимые в воде и представляющие собой главную часть любой краски, в составе которой они участвуют вместе со связующими веществами — лаками, маслами, органическими клеями, жидким стеклом и др. Пигменты бывают искусственными и естественными. Искусственные пигменты получают путем синтеза из разных минеральных и органических веществ, естественные пигменты — это окрашенные (цветные) горные породы, руды и минералы разного состава и происхождения. Вследствие широкого территориального распространения, простоты и дешевизны переработки при высоких качественных показателях естественные, или природные, минеральные пигменты используются в различных отраслях народного хозяйства СССР в больших, непрерывно возрастающих количествах.

Показателями, указывающими на возможность использования минерального пигмента, являются его цвет, структурные особенности, химический и минеральный состав, кроющая способность (укрывистость), маслосмекость, свето- и атмосфероустойчивость.

Цвет пигмента может быть ахроматическим (белым, серым, черным) и хроматическим,⁴ или спектральным (красным, оранжевым, желтым, зеленым, голубым, синим, фиолетовым). Он характеризуется тремя константами — цветовым тоном с определенной длиной волны спектра (λ мкм), чистотой тона (R), светлотой тона (H).

Структура природных пигментов сильно влияет на их технологические свойства; она может быть аморфной или кристаллической; аморфная структура вызывает поглощение света, кристаллическая — способствует его отражению. Изучение структуры пигментов производится рентгенографическим, электронографическим и электронно-микроскопическим методами.

Под кроющей способностью, или укрывистостью, понимается способность пигмента вместе со связующим веществом тонким и равномерным слоем ложиться на поверхность и делать невидимым первоначальный цвет окрашиваемого предмета. Показателем кроющей способности является выраженное в граммах количество краски, необходимое для покрытия площади в 1 м².

Маслоемкостью называют способность пигмента поглощать масло; ее измеряют количеством масла, необходимым для доведения 100 г пигмента до пастообразного состояния (маслоемкость первого рода) или до готовой краски (маслоемкость второго рода).

Светостойчивостью называется способность пигмента сохранять свой цвет при действии солнечных лучей. Обычно оттенок цвета постепенно меняется, но изменение это происходит по-разному — одни пигменты темнеют, другие выцветают.

Атмосферостойкость — свойство пигмента противостоять различным атмосферным агентам — температуре, воздействию паров и газов, влажности, туману и дождю. Как светостойкость, так и атмосферостойкость у природных пигментов значительно выше, чем у искусственных.

Технические свойства пигмента, краски и красочной пленки в значительной степени зависят от степени дисперсности пигмента — чем меньше размеры частиц последнего, тем лучше он растирается со связующим, тем устойчивее краска и тем лучше ее основные свойства. У каждого пигмента есть, однако, некоторый предельный максимум дисперсности, при переходе которого технические свойства пигмента понижаются. Частицы его по размерам не должны быть больше толщины красочной пленки, образуемой краской на окрашиваемой поверхности, так как частицы, не погруженные в связующее и выходящие за пределы пленки, при механических воздействиях легко отделяются от последней.

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПИГМЕНТОВ, ИХ РАЗНОВИДНОСТИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Рациональная классификация минеральных пигментов, предложенная Б. В. Залесским и Ю. А. Розановым (1946), построена на основе геолого-минералогических признаков с учетом химического

состава и технологических свойств пигментов. Выделяются следующие типы пигментного сырья: 1) железистоокисный и марганцево-железистоокисный; 2) глинистый; 3) карбонатный; 4) углистый; 5) кремнеземистый; 6) сульфатный; 7) фосфорнокислый.

Железистоокисные и марганцево-железистоокисные пигменты образованы скоплениями окислов железа или окислов железа с некоторым количеством окиси марганца, а также породами и рудами, богатыми этими окислами; содержание последних варьирует от 30 до 60 %, иногда достигая 85 %. По цвету среди пигментов этого типа известны разных оттенков желтые (некоторые сорта охры), коричнево-желтые (сиена), красные (мумия, железный сурик), коричнево-красные. В пигментах желтого цвета хромофором является гидроокись железа, в пигментах красного цвета — безводная окись железа, коричневый оттенок придает окись марганца. Некоторые железистоокисные пигменты по существу представляют собой железную руду, сложенную гематитом и гидрогематитом. Они характеризуются высокими техническими свойствами, так как обладают хорошей укрывистостью, высокой светостойкостью и атмосферостойкостью. Железный сурик отличается низкой маслосемкостью, антикоррозионной и химической стойкостью. Железистоокисные пигменты применяются на любом связующем, они широко распространены в природе и являются наиболее важными для промышленных целей.

К пигментам глинистого типа относятся глины, окрашенные окислами железа и марганца в желтый и коричневый цвета разных оттенков (охры, умбра). Содержание окислов и гидроокислов железа в глинистых пигментах ниже, чем в железистоокисных, и не превышает 20—30 %. Глинистые охры представляют собой тонкий порошок глины, окрашенный гидратом окиси железа, жирный на ощупь и легко растирающийся пальцами; охры обладают высокой укрывистостью. Умбра является продуктом выветривания железных руд, содержащих марганец; она отличается однородной структурой и низким удельным весом, устойчива к действию щелочей, чувствительна к нагреву, при обжиге оттенок ее изменяется почти до черного. В качестве белого пигмента в быту используются белые глины и каолины; применяются также черные и серые глины, окрашенные органическим веществом.

Пигменты карбонатного типа представлены мелом и мелоподобным мергелем, известняками и доломитами. Они обладают белым или желтоватым цветом. Желтоватый оттенок им придают водные окислы железа. От примесей глаукогита эти пигменты получают зеленые оттенки, а от примесей некоторых количеств гумуса — темно-коричневые. Такие пигменты непригодны для применения на масляных связующих, но обладают хорошей укрывистостью с клевыми. Карбонаты меди — малахит и азурит (медная зелень и медная синь) применяются в качестве ярких травяно-зеленого и синего цветов пигментов в производстве художественных красок.

Углистые пигменты представляют собой мягкие и рыхлые скопления углистых частиц, содержащие примесь глинистого вещества и являющиеся продуктами выветривания угольных пластов и неполного сгорания углей. Хромофорами в пигментах этого типа служат органические вещества (41—72%) и окислы железа (20—27%). Эти пигменты обладают большой маслосемкостью и хорошей укрывистостью, цвета их — черный (природная сажка), буро- и коричнево-черный, коричневый (кассельская земля).

К кремнеземистым пигментам относятся некоторые горные породы и минералы, представленные в основном алюмосиликатами. Окраска таких пигментов обусловлена химически связанными с кремневой кислотой окислами хрома, железа и др. Специфическими кремнеземистыми пигментами являются глауконит, волконскоит, лазурит и другие, обладающие разных оттенков красными, розовыми, синими, зелеными и желтыми цветами. Им свойственна малая укрывистость и потому они применяются главным образом для получения так называемых лессировочных, т. е. прозрачных, красок, используемых преимущественно в живописи. К кремнеземистым пигментам принадлежат также волластонит, тальк, пиррофиллит, диатомиты, гарниерит и цветные горные породы. Волластонит, тальк и диатомиты как неметаллические полезные ископаемые описаны в отдельных главах и здесь не рассматриваются, что же касается пиррофиллита, то он используется подобно тальку.

Гарниерит, относящийся к гидросиликатам никеля, пока в качестве пигмента не используется, но доказана возможность применения его в живописи, а также в красках с клеевыми и масляными связующими. Этот минерал обладает ярким голубовато-зеленым, реже синевато-зеленым и густым травяно-зеленым цветом, является скрытокристаллическим или коллоидным и постоянно участвует в составе плотных и натечных гидросиликатных руд никеля, из которых может быть выделен флотацией. Цветные горные породы, преимущественно вулканические туфы разных цветов (от розового до темно-красного), иногда глинистые сланцы, песчаники и пески, окрашенные окисным и закисным железом в различные оттенки желтого и красного цвета, а примесями глауконита — в зеленые тона, применяются в водяных красках и цветных штукатурках. Цветные пески служат иногда в качестве декоративного материала, используемого в виде присыпки по масляной или иной вязкой основе.

Пигментами сульфатного типа являются гипс, ангидрит, образованные ими горные породы, а также барит и ярозит. В качестве самостоятельного пигмента для изготовления красок гипс и ангидрит используются редко, обычно они применяются для разбеливания цветных пигментов, т. е. для придания им более светлых тонов. Естественный цвет этих пигментов белый, различные примеси окрашивают их в желтый, серый и другие цвета. Барит рассмотрен в отдельной главе. Ярозит относится к сульфатным

минералам состава $(K, Na, Pb) Fe_3^{3+} [SO_4]_2 [OH]_6$. Он обладает охристо-желтым (до бурого) цветом и по внешним признакам похож на охристый лимонит. Подобно гарниериту он также пока не используется, но лабораторными исследованиями и длительными испытаниями установлена пригодность ярозита в качестве ярко-желтого пигмента для красочных покрытий по железу, дереву и штукатурке. Ярозитовые пигменты обнаружили высокую кроющую способность, низкую маслосемость и устойчивость против коррозии.

Из фосфорнокислых пигментов известен вивианит. Этот минерал имеет состав $Fe_3^{2+} [PO_4]_2 \cdot 8H_2O$, в свежем виде он бесцветный и прозрачный, при окислении на воздухе становится голубым, серовато-синим до черно-синего. При обжиге цвет пигмента переходит в оранжево-желтый или темно-красный; изменяется цвет и при смешении со связующим. Из-за неустойчивости окраски используется вивианит лишь в производстве дешевых синих красок, применяемых в живописи. Он обладает повышенной маслосемкостью (40%) и хорошей кроющей способностью.

К минеральным пигментам, не относящимся к перечисленным типам, принадлежат графит, асфальт, киноварь и пиролюзит. Графит применяется в красочной промышленности в качестве черного пигмента. Асфальты в виде асфальтового камня (карбонатная порода, пропитанная битумом) и асфальтита (чистый битум) употребляются в производстве черных лаков. Киноварь как пигмент ярко-красного цвета используется с масляным связующим в живописи, но только в свежезатертом виде, так как на свету и при длительном хранении она темнеет.

Пиролюзит и марганцевые руды, содержащие 10—20% MnO_2 , применяются для производства коричневых красок с оттенками от светло-до темно-коричневого, переходящими в черный цвет. Эти краски устойчивы по отношению к щелочам и употребляются поэтому для окраски по извести, цементу и бетону.

ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ И ТРЕБОВАНИЯ К СЫРЬЮ

Крупнейшими потребителями природных минеральных пигментов являются лакокрасочная промышленность и строительство. В существенных количествах они используются в живописи, в производстве резиновых изделий, клеенки, линолеума, пластмасс, кож и кожевенных изделий, карандашей, обоев, в типолитографском деле, бумажной промышленности, а также для бытовых нужд. Продукция лакокрасочной промышленности идет как для окрашивания объекта в желаемый цвет, так и для защиты металлов от коррозии, а дерева от гниения.

Требования промышленности к качеству пигментного сырья определяются ГОСТами на готовую продукцию и сводятся к нормам

на содержание основного компонента — хромофора, растворимых солей и воды, к нормам по укрывистости и степени дисперсности; постоянным является требование нейтральной водной вытяжки. По нормам ГОСТов, в готовых продуктах, изготавливаемых из железозоокисного и глинистого сырья, содержание окиси железа Fe_2O_3 должно быть не менее (в %): охра сухая — 11—18, мумия — 17—35, сурик железный — 75; содержание растворимых в воде солей допустимо не более 1—1,5%, содержание влаги — не более 2—5%; в сурике железном не должно быть хлористых и сернистых солей, в мумиях — соединений марганца, недопустимо наличие растворимых солей железа. Укрывистость для охры сухой должна составлять не более 65—85 г/м², для сурика железного — не более 20 г/м², для мумий — не более 30—60 г/м². Цвет и оттенок готового продукта должны отвечать утвержденному эталону или требованиям потребителя.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ ИХ В СССР

Промышленные месторождения минеральных пигментов многообразны и среди них выделяется ряд генетических типов.

1. Магматогенные месторождения немногочисленны. Собственно магматическими (вулканогенными) среди них являются месторождения цветных вулканических туфов, известные в Армении (Шахназарское месторождение) и на Дальнем Востоке. Контактво-метасоматические представлены месторождениями лазурита, известными в Южном Прибайкалье по р. Слюдянке; мелкие гнезда лазурита залегают в перекристаллизованных доломитовых известняках у контакта последних с сиенитами. К этому типу относятся также месторождения волластонита (см. главу 6 «Волластонит») и, возможно, Такелийские месторождения железной слюдки в Таджикистане, очень ценной вследствие исключительной водоупорности и антикоррозионной устойчивости получаемых из нее красок для подводных покрытий. Гидротермальными являются месторождения киновари и отдельные месторождения железозоокисных пигментов.

2. Месторождения выветривания как источники пигментного сырья имеют большое значение, но характеризуются непостоянством его состава и свойств, резко отличающихся даже в месторождениях одного и того же генетического типа. Месторождения могут быть разной формы, чаще всего неправильной гнездовой линзообразной, размеры их по площади также различны (от ничтожных до очень крупных), мощности переменны и варьируют от долей метра до нескольких метров.

Элювиально-делювиальные месторождения, по-видимому, редки и достоверно к этому типу могут быть отнесены лишь некоторые месторождения глинистых (месторождения Аджитаровское и Соседка в Челябинской обл.), карбонатных (Куровское и Денятинское

месторождения в Московской и Владимирской областях) и углестых (Сауровское месторождение Московской обл.) пигментов, образовавшихся в результате физического выветривания коренных пород и перемещения продуктов дезинтеграции по склонам возвышенностей. Физическое выветривание всегда, однако, сопровождается химическим, и провести резкую границу между элювиально-делювиальными и остаточными месторождениями невозможно.

Остаточные месторождения пигментного сырья широко распространены и имеются среди месторождений латеритного, каолинового и глинистого выветривания, а также среди месторождений типа железных шляп.

Месторождения типа латеритного выветривания дают железистоокисное и глинистое пигментное сырье. Обычно оно связано с железорудными месторождениями, в которых используются рыхлые порошковые разности руд. Примерами являются Новокиевское и Елизаветинское месторождения на Урале и Малкинское месторождение на Северном Кавказе.

Месторождения типа каолинового выветривания по составу отвечают каолину и рассматриваются в главе «Глины и каолины».

Месторождения типа глинистого выветривания связаны с современной и древними корами выветривания, пигментное сырье в них относится к глинистому и представлено охрами и мумиями. Часто оно загрязнено неразложившимися остатками первичных горных пород и минералов. К этому типу принадлежит Берестовское (Оренбургская обл.), Тайгинское (Кемеровская обл.), Любытинское (Кремницкое в Новгородской обл.) и другие месторождения. Многочисленны мелкие месторождения в Западной Сибири.

Месторождения типа железных шляп приурочены к зонам окисления многих железорудных, марганцевых, колчеданных, свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений, в верхних горизонтах которых имеется пигментное сырье разных типов — железистоокисное, марганцевое, глинистое, карбонатное, сульфатное; еще более разнообразны его цветовые оттенки и технологические свойства. В железных шляпах железорудных месторождений, примером которых может служить зона окисления Бакальского месторождения (Южный Урал), пигментным сырьем служат рыхлые порошковые руды, состоящие из гетита и гидрогетита, заключенные среди более плотных и прочных руд; в тонкоразмолотом виде порошковые руды используются в качестве охры, а после обжига — как мумии и сурик. Близкое по составу железистоокисное и глинистое сырье дают (или давали в прошлом) железные шляпы на колчеданных залежах Урала (Калата и др.), на свинцово-цинковых и полиметаллических месторождениях Рудного Алтая, Восточного Забайкалья и других районов Советского Союза.

В составе железных шляп некоторых месторождений участвуют, хотя и в небольших количествах, медная зелень и медная синь (Коунрадское и Бадамское месторождения в Казахстане, Турьинское и Меднорудянское на Урале, месторождения Алтая). В рыхлом

железоокисном сырье из железной шляпы Турланского месторождения (Казахстан) присутствует ярозит, повышающий качество краски. Марганцовые шляпы, возникающие при окислении марганцевых месторождений осадочного и метаморфогенного генезиса, служат источником сырья для получения марганцовых коричневых и черных красок.

Особое место занимает Акчанкульское (Киргизская ССР) месторождение железоокисных и углистых пигментов, дающих железный сурик, «кассельскую коричневую» и природную сажу; оно возникло в результате пожара каменноугольной залежки.

Инфильтрационные пигментные образования в виде гидроокислов железа и марганца присутствуют во многих месторождениях, но выделение собственно инфильтрационных месторождений, эпигенетичных по отношению к вмещающим породам, затруднено. Примером последних является Баноджинское месторождение (Грузинская ССР), образованное в результате выщелачивания верхнемеловых ожелезненных известняков нисходящими водами и заполнения карстовых пустот и трещин глинистой карбонатной массой желтого и красного цветов (карбонатные охры и мумии).

3. Осадочные месторождения пигментного сырья известны как континентальные, так и морские.

Аллювиальные месторождения обладают лишь низкокачественным глинистым пигментным сырьем, весьма изменчивым по составу, что обусловлено перемежаемостью тонких пигментных слоев его со слоями песков; распространение залежек по площади крайне ограничено.

Озерно-болотные месторождения многочисленны и обычно состоят из нескольких небольших по размерам линз или неправильных по форме тел мощностью до 1—2 м с наибольшей площадью до нескольких тысяч квадратных метров. Сложены они чаще всего бурыми железняками и окрашенными гидроокислами железа глинами, в их составе участвуют вивианит и окисленное торфяное и углистое вещества. Соответственно пигментное сырье оказывается железоокисным, глинистым, фосфорнокислым, углистым; известны месторождения кремнеземистых (диатомитовых) пигментов. Качество сырья всегда высокое. Широко распространены месторождения этого генетического типа во многих областях европейской части Советского Союза и в Сибири.

Лагунные и морские месторождения образованы крупными по площади пластами или пластообразными линзами выдержанной мощности, сырье в которых представлено пигментами глинистого, железоокисного, марганцевого, кремнеземистого, карбонатного и углистого типов. Качество пигментов в одних месторождениях оказывается высоким, в других — низким. К этому генетическому типу относятся:

Журавское и Бутурлиновское (Воронежская обл.) месторождения высококачественных олигоценовых и эоценовых глинистых охр

желтых цветов; из этих месторождений в 1966 г. добыто 39 тыс. т пигментного сырья;

Никопольское и Чиатурское марганцевые месторождения, в которых в качестве пигментного сырья используются рыхлые порошковатые разности пиролюзитовых руд;

Лопатинское (Московская обл.) и Дударевское (Ростовская обл.) месторождения глауконитовых песков и глин;

Ефимятские (Пермская обл.) месторождения волконскоита, мелкие гнезда и прожилки которого залегают среди песчаников и конгломератов уфимского яруса верхней перми; волконскоит используется в качестве лессирующей зеленой краски и очень ценится в живописи;

Коротоякское, Копанищенское (Воронежская обл.), Белгородское и другие месторождения пещего мела (карбонатное сырье);

Поплевенское (Рязанская обл.) и Щекинское (Тульская обл.) месторождения углистых пигментов, состоящие из пластов и прослоев рыхлых и зольных окисленных углей и углистых сланцев;

Тихвинское (Ленинградская обл.), Красная Шапочка (Свердловская обл.), Юрюзанское (Башкирская АССР) и другие месторождения бокситов, из разностей которых, богатых безводной окисью железа, получают мунию бокситную.

4. **Метаморфогенные месторождения пигментного сырья** известны как метаморфические, так и метаморфизованные. К *метаморфическим* относятся месторождения графита, рассмотренные в главе 2.

Метаморфизованные месторождения входят в состав метаморфизованных месторождений железных руд типа Кривого Рога и Курской магнитной аномалии, строение и генезис которых характеризуются в курсах месторождений металлических полезных ископаемых.

В криворожских месторождениях к пигментному сырью относятся богатые соединениями железа глинистые сланцы ярко-желтого и красного цветов, используемые в качестве глинистых и железисто-окисных охр и мумий, а также бурые и красные железняки («краски» или «красковые руды»), дающие железный сурик. Состоит пигментное сырье из гидрогетита, гетита, гидрогематита, гематита, иногда присутствуют мартит и магнетит, почти постоянно имеются некоторые количества глинистых минералов, а также минералы-примеси — кварц, серицит, хлорит и др. Залегают пигменты по преимуществу среди хлоритовых сланцев, железистых роговиков и джеспилитов в виде тел пластообразной и линзовидной формы; средняя мощность их варьирует от 2 до 15 м, в раздувах 25 м. Внутри залежей встречаются пропитанные окислами железа прослои хлорит-кварцевых сланцев мощностью до 2 м. Генезис пигментных образований связан с процессами глубокого метаморфизма первичноосадочных пород и руд и последующими преобразованиями. Они заключаются в разрушении хлоритовых и иных сланцев, разложении железистых силикатов и образовании за их счет окислов и гидроокислов же-

леза и глинистых минералов, происходивших при частичном выносе кремнезема.

Месторождения Кривого Рога являются крупным источником пигментного сырья. Из них в 1966 г. добыто 158 тыс. *т* пигментов железоокисного и глинистого типов, что составило более 50% всей учтенной добычи СССР. Сырье, близкое по составу и свойствам к криворожскому, известно также в месторождениях Курской магнитной аномалии, принадлежащих к этому же генетическому типу.

Л И Т Е Р А Т У Р А

В а й ш т е й н Э. С. Природное красочное сырье (земляные пигменты). Госгеолтехиздат, 1961. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 48. изд. 2.)

Залесский В. В. и Розанов Ю. А. Опыт классификации месторождений минеральных красок. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946.

Розанов Ю. А. и Толстухина К. И. Природные минеральные пигменты РСФСР. Гизместпром, 1947.

Толстухина К. И. Природные пигменты Советского Союза. Госгеолтехиздат, 1963.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ И СЫРЬЯ ДЛЯ ИХ ПРОИЗВОДСТВА

Г л а в а 21

ГЛИНЫ И КАОЛИНЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глинами называют тонкодисперсные горные породы, состоящие в основном из глинистых минералов и обладающие свойством пластичности. К глинистым минералам относятся различные водные алюмосиликаты. Под пластичностью понимается способность глин давать с водой тесто, принимающее под давлением любую необходимую форму и сохраняющее эту форму при снятии давления и сушке, а после обжига приобретающее прочность камня.

По гранулометрическому составу в глинах преобладают частицы с размерами меньше 0,01 мм, причем содержание частиц с размерами менее 0,001 мм может быть до 25%. Наибольшая крупность частиц 0,2—0,3 мм, однако общее содержание частиц с размерностью 0,3—0,1 мм обычно не превышает 10—15%. Тонкая фракция почти полностью и некоторая часть крупных фракций глин представлены глинистыми минералами.

Минеральный состав глин, как правило, неоднороден, чаще всего они являются полиминеральными, реже — близкими к мономинеральным. Во всех случаях в составе глин глинистые минералы резко преобладают. По внутреннему строению и свойствам это преимущественно кристаллические минералы, отличающиеся кристаллической структурой и химическим составом; аморфные глинистые минералы имеют подчиненное распространение.

По кристаллической структуре и составу выделяют (М. Ф. Видулова) следующие группы глинистых минералов: аллофановую, каолинитовую, монтмориллонитовую, гидрослюдистую, хлоритовую, палыгорскитовую. Различают также минералы-сростки. Главные минералы каждой группы приведены в табл. 25.

Наряду с глинистыми минералами в составе глин в подчиненных количествах обычны также обломочные зерна кварца, остатки неразложившихся зерен полевых шпатов, чешуйки слюд, зернышки

Главные глинистые минералы

Группа	Тип структуры	Минерал	Формула
Аллофановая	(Аморфный)	Аллофан	$mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$
Каолинитовая	Кристаллическая двуслойная	Каолинит Диксит Накрит Галлуазит	$Al_2[Si_2O_5](OH)_4$ $Al_2[Si_2O_5](OH)_4 \cdot 2H_2O$
Монтмориллонитовая	Трехслойная с разбухающей диоктаэдрической решеткой	Al-монтмориллонит Fe-монтмориллонит (нонтронит)	$Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ $Fe_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$
Гидрослюдистая	Трехслойная с неразбухающей диоктаэдрической решеткой	Гидромусковит Глауконит	$(K, H_3O)Al_2[Al, Si)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ $K(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$
Хлоритовая	Чередование однослойных и трехслойных пакетов	Хлориты	$(Mg, Fe)_{3-n}(Al, Fe^{3+})_n[Al_{1-n}Si_{2-n}O_5](OH)_4$
Пальгорскитовая	Поясной (?)	Пальгорскит	$Mg_4(H_2O)_4(OH)_2(Si_6O_{18}) \cdot nH_2O$
Минералы-сростки	Сочетание разных типов	Монотермит Бейделлит	

рутила, турмалина, амфиболов, обломки различных эффузивных, метаморфических и осадочных пород, часто присутствуют карбонаты (кальцит, доломит, сидерит и др.), сульфаты (гипс, ангидрит), фосфатные минералы, опал, сульфиды (пирит, марказит), окислы и гидроокислы железа и марганца, растворимые в воде соли, содержание которых в соляных глинах (галопелитах) достигает 25%. В составе глин участвует затем тонкодисперсное органическое вещество, растительные и животные остатки. Иногда в глинах встречаются гидраты глинозема типа диаспора и гидраргиллита или их коллоидные аналоги.

✓ Главными химическими компонентами глин являются SiO_2 (30—70%), Al_2O_3 (10—40%) и H_2O (5—15%). В подчиненных количествах присутствуют TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , причем содержание Fe_2O_3 за счет уменьшения содержания глинозема иногда может достигать 22%, а содержание MgO — 25%. Из других компонентов в связи с наличием неглинистых минералов-примесей в химическом составе глин содержатся обычно SO_3 , CO_2 , P_2O_5 , S, C. Из более редких элементов, улавливаемых спектральным анализом, в глинах могут присутствовать V, Cr, Ni, Co, Zn, Cu, Ga, Zr. Глины со сходным химическим составом часто резко отличаются друг от друга как по минеральному составу, так и по физическим и технологическим свойствам. По преобладанию того или иного глинистого минерала или комплекса минералов выделяют следующие минеральные типы глин: каолинитовые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые, каолинит-гидрослюдистые, монотермитовые, бейделлитовые и др. Минеральный состав обуславливает химический состав глин, а вместе с гранулярным составом определяет и их технологические свойства. Полиминеральные глины часто называют по характерным для них примесям (углистые, известковистые, железистые) или по цвету (белые, серые, пестроцветные и т. д.).

Метаморфизованные глинистые породы близкого к глинам гранулометрического, минерального и химического состава, но не обладающие пластичностью и не размокающие в воде, называются аргиллитами, глинистыми сланцами и флинт-клеем. От глин такие породы отличаются раскристаллизованностью коллоидного вещества, дегидратацией и перекристаллизацией некоторой (меньше половины) части глинистых минералов, большей ориентированностью последних, обилием слюдястых минералов (серицит, биотит, другие слюды, хлориты) и других минеральных образований, а также сланцеватостью наиболее метаморфизованных разностей. Наряду с глинами эти породы используются в разных отраслях промышленности. Особое место среди них занимают так называемые сухарные глины, или «сухари», используемые как исключительно ценный и богатый глиноземом материал для производства огнеупоров.

Каолином называют почти мономинеральные глинистые породы, состоящие по преимуществу из каолинита или минералов каолинитовой группы. Различают:

а) остаточные или первичные каолины, представляющие собой продукты сложного физико-химического преобразования полево-шпатовых изверженных, метаморфических и осадочных пород в процессе выветривания, образовавшиеся на месте залегания первичных пород, связанные с ними постепенными переходами и потому всегда содержащие остатки неразложившихся минералов этих пород;

б) вторичные каолины, возникшие за счет размыла первичного каолина и последующего переотложения его. Вторичные каолины чаще называют каолинитовыми глинами. Каолин обычно слабо пластичен или даже непластичен, что отличает его от типичных глин.

Вместе с каолинитом и другими глинистыми минералами в составе каолина участвуют преимущественно минералы группы кремнезема — кварц, опал, халцедон. В остаточных каолинах обнаруживаются также остатки полевых шпатов, чешуйки слюд и неразложившиеся зерна других минералов исходной породы. Прочие минералы-примеси те же, что и в глинах, но присутствуют они в ничтожных количествах.

По химическому составу чистый каолин близок к теоретическому каолиниту, в котором содержание SiO_2 составляет 46,54%, Al_2O_3 39,50% и H_2O 13,96%. Содержание Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO и K_2O не превышает 0,5—0,7% (каждого компонента). Важной особенностью каолинов является высокое содержание глинозема.

Все важнейшие физико-химические и технологические свойства глин и глинистых пород зависят главным образом от их минерального, гранулометрического и химического состава. Однако зависимость эта является сложной. Установлены лишь общие закономерные связи между составом и свойствами глинистых пород, изучение же деталей такой связи затруднено непостоянством состава глин, тонкодисперсностью глинистых минералов и наличием неглинистых минералов-примесей. Вследствие малых размеров отдельных индивидов и близости оптических свойств глинистые минералы точно определяются только с помощью специальных методов анализа (термического, спектрального, рентгеноструктурного, электронографического, электронно-микроскопического и других).

Пластичность является наиболее характерным свойством, определяющим возможность применения глин в различных отраслях промышленности. В основном она обусловлена минеральным составом и степенью дисперсности глин, а также присутствием в них коллоидных веществ и способностью удерживать те или иные количества воды. Пластичность глин тем выше, чем тоньше величина слагающих ее частиц. Пластичности соподчинена связующая способность (связность) глин, т. е. свойство их связывать частицы непластичных («топких») материалов (кварц, шамот или обожженная глина и др.) в достаточно прочную и твердую однородную массу. Глины с наивысшей пластичностью называют связующими — они не снижают своей способности давать с водой формирующееся тесто даже при добавке свыше 50% топких материалов. По степени

пластичности выделяют затем пластичные глины (допускают добавку до 50% тощих материалов), тощие глины (возможна добавка песка до 20%) и непластичные глинистые породы.

Из различных минеральных типов наивысшей пластичностью обладают наиболее тонкодисперсные монтмориллонитовые глины, насыщенные ионами натрия. За ними в порядке снижения степени пластичности следуют монотермитовые, наиболее тонкодисперсные каолинитовые, бейделлитовые и гидрослюдистые глины, наименее пластичны первичные каолины. Пластичность и связующая способность повышаются от присутствия гуминовых соединений; искусственно пластичность может быть повышена путем измельчения глин, вылеживания их на воздухе, добавкой некоторых растворенных в воде веществ и изменения состава поглощенных глинами катионов. Связующая способность определяется путем испытания глинистых масс на механическую прочность и измеряется величиной разрушающего усилия в килограммах на 1 см^2 сечения испытанного образца.

Набухание называют свойство глин увеличиваться в объеме при поглощении воды. Оно зависит от минерального состава глин, состава катионов, поглощенных глинистыми минералами, и от их гранулометрического состава. С этим свойством связано нарушение устойчивости глинистых грунтов, вызываемое водами (вспучивание, просадка, оползневые явления). Наибольшим набуханием обладают монтмориллонитовые и бейделлитовые глины, наименьшим — монотермитовые и каолинитовые; последние практически не набухают.

Усадка представляет собой обратное явление; так называют уменьшение объема глины или сформованного из нее изделия при сушке (воздушная усадка) или обжиге (огневая усадка). Величина усадки зависит от состава глинистого вещества, степени дисперсности и формовочной влажности изделий. Чем выше пластичность глин, тем больше у них усадка. Воздушная усадка глин колеблется от 1,5 до 10—13%, огневая усадка при разных температурах обжига различна и при температуре 1300°C может достигать 23%. Для уменьшения усадки в глины добавляют тощие материалы.

Спекание представляет собой свойство глин, важное в производстве керамических изделий; оно заключается в способности глин при обжиге спекаться в камнеподобное твердое тело («черепок») с высокой механической прочностью, химической стойкостью, диэлектрическими и некоторыми другими весьма ценными техническими свойствами. Процесс спекания происходит после выделения из глин конституционной воды при дальнейшем повышении температуры за счет расплавления наиболее легкоплавких минералов глинистой массы. Расплав заполняет пространства между нерасплавившимися частицами, составляющими большую часть глины. Спекшаяся масса состоит из стекла, частиц первоначального материала и новообразовавшихся минералов — муллита ($3\text{Al}_2\text{O}_3 \times \times 2\text{SiO}_2$), кристобалита и др. Степень спекания зависит от веществен-

ного состава глинистой массы, ее гранулометрического состава и режима обжига. Температура спекания у разных глин разная и изменяется от 450 до 1400° С. Принято подразделять глины на спекающиеся и неспекающиеся при температуре обжига 1350° С.

Огнеупорностью называют свойство черепка из глин и каолинов выдерживать высокие температуры без размягчения и плавления. Показателем огнеупорности является температура, при которой образец или изделие из данной глины обнаруживает начало оплавления и деформации.

По степени огнеупорности глины подразделяют на высокоогнеупорные (температура плавления выше 1700° С), среднеогнеупорные (1700—1650° С), низкоогнеупорные (1650—1580° С), тугоплавкие (1580—1350° С) и легкоплавкие (температура плавления ниже 1350° С). Огнеупорность глин зависит от их минерального и химического состава, степени дисперсности частиц, наличия примесей и взаимоотношений между различными компонентами при нагревании. Наиболее высокоогнеупорными являются каолины, каолиновые, галлуазит-каолиновые, монотермитовые и каолинит-гидромусковитовые глины. При понижении содержания каолинита огнеупорность глин уменьшается и они становятся тугоплавкими. К легкоплавким относятся монтмориллонитовые, бейделлитовые и гидрослюдистые глины, а также глины смешанного состава, состоящие из этих минералов. Огнеупорность глин повышается от наличия в их составе свободных гидратов глинозема и понижается в связи с присутствием легкоплавких примесей — «плавней». К последним принадлежат окислы железа, сульфиды, кальцит, сидерит, гипс, соединения титана и марганца. Неравномерное распределение минералов-плавней вызывает появление в черепке выплавок. Наличие растительных остатков, выгорающих при обжиге, не сказывается на огнеупорности.

Для технологии производства керамических изделий важной является величина интервала между температурой спекания и температурой плавления (огнеупорности) глин. Этот интервал, называемый интервалом спекания, тем ценнее, чем он больше, и может варьировать от 100—150° С, что характерно для легкоплавких глин, до 350—400° С и более. Для получения плотного черепка нужен возможно больший интервал.

Вспучивание глин при обжиге в процессе производства обычных керамических изделий является отрицательным свойством, но составляет основу производства легких искусственных заполнителей (керамзита, аглопирита) для бетонов. При интенсивном вспучивании из некоторых легкоплавких (монтмориллонитовых, гидрослюдистых) глин, аргиллитов и глинистых сланцев получается прочный материал ячеистого строения с закрытыми, не сообщающимися между собой порами. Образование пор связано с выделением газообразных продуктов, возникающих при диссоциации окислов железа и карбонатов кальция и магния, при сгорании органических веществ и при дегидратации слюд и амфиболов.

Адсорбционные (поглотительные) свойства глин заключаются в способности глинистых минералов поглощать из окружающей среды и удерживать на поверхности своих частиц те или иные ионы и молекулы, в частности окрашивающие примеси, смолы, слизи и другие коллоидальные вещества из минеральных, растительных и животных масел и жиров. Адсорбционные свойства различных глин неодинаковы и зависят как от состава, так и от степени дисперсности глинистых минералов. Глины, обладающие высокими адсорбционными свойствами уже в естественном виде, называют **флоридиновыми**. От них отличают **бентонитовые** глины, природная поглотительная способность которых является слабой, но очень сильно повышается путем нагревания или обработки кислотами. Наиболее активными адсорбирующими глинами являются **монтмориллонитовые**, особенно возникшие за счет разложения вулканических туфов. Высокой адсорбционной активностью обладают также **бейделлит-монтмориллонитовые смешанные** или **чисто бейделлитовые** глины. Иногда в качестве адсорбционных используются **каолинитовые** глины.

Некоторые разновидности адсорбционных глин (кил, гильаби и др.) хорошо поглощают из растворов и смесей жировые вещества, омыляют последние и служат в качестве заменителя мыла.

Окраска или **цвет** глин и каолинов как в сыром, так и в обожженном виде имеет большое практическое значение. Окраска необожженных глин зависит от их минерального состава, особенно от присутствия тех или иных примесей. Глины, близкие к мономинеральным, обычно имеют белый или светло-серый цвет, иногда светло-зеленоватый, голубоватый или зеленый. Безводные окислы железа окрашивают глину в розовый и красный цвет, а водные — в желтый и бурый. Закисные соединения железа придают глинам синеватые и зеленоватые тона, окислы марганца — буроватый цвет. Органические примеси окрашивают глины в серый, темно-серый и черный цвет. Цвет каолинов обычно белый, а при наличии примесей — желтоватый, розоватый и серый.

При сушке глина светлеет, а при обжиге изменяет окраску. Причины изменения цвета заключаются в выгорании органических примесей, переходе закисных соединений железа в окисные, обезвреживании водных соединений и т. п. По цвету получающегося при обжиге черепка различают глины: а) **темножгущиеся** — с красным, малиновым и коричневым черепком; б) **светложгущиеся** — с кремовым, светло-желтым и светло-розовым черепком; в) **беложгущиеся** — с белым черепком.

К свойствам, позволяющим использовать глины и глинистые породы в различных отраслях промышленности, относятся также их водоупорность, относительная химическая инертность, способность глин образовывать устойчивые суспензии с избытком воды и ряд других.

Главным и старейшим потребителем глин и каолинов является керамическая промышленность, в которой путем обжига сформованной глинистой массы до спекания получают разнообразные камнеподобные изделия, отличающиеся по внутреннему строению, свойствам и областям применения. По строению (структуре) черепка среди керамических изделий выделяют грубую керамику, максимальная величина частиц в черепке которой составляет 0,5—7 мм, и тонкую керамику — с максимальной величиной частиц 0,05—0,1 мм.

К изделиям грубой керамики относится строительный кирпич, черепица, мостовой клинкер (т. е. кирпич с особо прочным черепком), канализационные и дренажные трубы, печные изразцы, глиняная посуда и т. п.; в зависимости от назначения изделия грубой керамики имеют пористый или плотный черепок, а поверхность их может быть покрыта глазурью, т. е. тонкой стеклообразной пленкой.

В тонкой керамике выделяют фаянс и фарфор. Фаянсом называют глазурованные изделия с плотным, мелкопористым и обычно белым черепком; фаянсовыми делаются многие виды посуды, предметы санитарно-технического и медицинского оборудования, некоторые скульптурные изделия, архитектурные детали, облицовочные плитки и др.

Фарфор имеет плотный и чисто белый черепок без пор, просвечивающий в тонких пластинках. Изделия из разных сортов фарфора имеют ряд особо ценных свойств — они непроницаемы для воды и газов, огнеупорны, обладают высокой механической прочностью и высокими диэлектрическими свойствами, химически устойчивы при нормальных и повышенных температурах в отношении действия кислот и щелочей. На этих свойствах основано широкое применение фарфоровых изделий в промышленности и в быту.

Наиболее важные требования промышленности к качеству исходного сырья для производства керамических изделий касаются степени пластичности, температуры и интервала спекания, огнеупорности и окраски глин и каолинов после обжига.

Для производства изделий грубой керамики с пористым черепком применяются преимущественно легкоплавкие глины, температуры спекания которых должны быть низкими (900—1000° С), а степень пластичности — достаточной для получения хорошо формирующейся массы. Окислы железа в таких глинах даже желательны, так как они понижают температуру спекания. Допустимый температурный интервал при обжиге пористой грубой керамики 100—120° С. Для производства грубой керамики с плотным черепком идут тугоплавкие и легкоплавкие глины с интервалом спекания не менее 200° С.

Глины для производства любого вида грубой керамики не должны иметь посторонних примесей — щебня, гальки, и гравия, известко-

вистых конкреций, доломита, гипса и сульфидов железа, включений растительного происхождения (корни растений и т. п.). Обломки различных пород служат причиной образования трещин; выгорание растительных остатков вызывает появление в изделиях раковин и пустот. Известковистые скопления при обжиге переходят в окись кальция (негашеную известь), последующее гашение которой водой при смачивании изделий приводит к вспучиванию и разрушению последних; тонко и равномерно распределенный известковистый материал такого разрушения не вызывает. Разложение гипса и пирита ведет к образованию воднорастворимых сернокислых солей, выпадающих на изделиях в виде белых налетов и мешающих схватыванию этих изделий со штукатуркой. Для грубой керамики допускается любой цвет (кроме черного) и лишь для производства облицовочных кирпичей и плиток необходимы беложгущиеся глины, а для гончарной посуды — светло- и красножгущиеся.

Фарфор и фаянс производятся из специально приготовляемых беложгущихся масс, в состав которых входят каолин, кварц, полевой шпат и пластичная огнеупорная глина, необходимая преимущественно как связующий материал.

В зависимости от вида и назначения изделий состав масс меняется.

Основными требованиями к качеству каолинов и глин для фарфоро-фаянсового производства являются: чистота и однородность состава; высокая связующая способность и пластичность (это требование предъявляется к глинам); широкий интервал спекания ($150-200^{\circ}\text{C}$ и более) и высокая огнеупорность (не ниже $1600-1670^{\circ}\text{C}$); белизна черепка, получаемого при температуре 1350°C ; минимальное содержание красящих окислов (Fe_2O_3 и TiO_2) и песчаных частиц; отсутствие минеральных включений, дающих выплавки и мушки (пирит, марказит, сидерит и др.).

По химическому составу глины и каолины должны иметь возможно большее содержание глинозема; в зависимости от назначения фарфора и фаянса содержание вредных компонентов в глинах и каолинах должно быть не более: Fe_2O_3 0,6—1,5%, TiO_2 0,6—1,25%, CaO 0,8%, SO_3 0,2—0,3%.

В металлургической промышленности глины и каолины в больших количествах идут для производства огнеупорных изделий — огнеупорных кирпичей для футеровки (защитной внутренней облицовки) доменных и других металлургических печей и разнообразного разливочного припаса (пробки, стаканы, трубки, сифоны, воронки и т. п.). Наряду с металлургией огнеупоры из глин и каолинов применяются в стекольной промышленности (брусья ван-ных печей, стеклоплавильные горшки), в футеровке печей известковых и цементных заводов, в химической промышленности (футеровка печей для обжига колчеданов, некоторые виды реторт и т. п.), в теплоэнергетических установках, на транспорте и во многих других отраслях народного хозяйства.

Важнейшими свойствами, которыми должны обладать огнеупорные изделия, являются высокая (1580—1770°) огнеупорность, большая механическая прочность при обычной и высоких температурах, способность хорошо противостоять разъедающему действию шлаков и газов. Высокая огнеупорность достигается применением огнеупорных глин. Изделия из них обладают, однако, большой усадкой и при высыхании и обжиге деформируются. Во избежание этого в производстве огнеупоров пользуются шамотом. Так называют продукты обжига огнеупорной глины, полученные при температурах до 1200—1350 или до 500—800° С (низкожженный шамот) и после дробления и помола служащие отошающей добавкой в необожженную пластичную глину для резкого уменьшения ее усадки. В качестве добавки применяют также необожженные глинистые породы — аргиллиты, флинтклей, сухари и другие, не пуждающиеся в предварительном обжиге.

Устойчивость против действия различных химических реагентов в огнеупорах разного назначения обеспечивается изготовлением их из разных сырьевых смесей (шихты), отвечающих определенному содержанию глинозема. По составу исходного сырья государственным стандартом все огнеупорные алюмосиликатные изделия разделяют на шамотные (шамотно-глиняные, шамотно-каолиновые) и полукислые (кварц-каолиновые и кварц-глиняные). Шамотные изделия производятся из шамота и огнеупорной глины или каолина и содержат от 30 до 46% глинозема; они устойчивы против действия шлаков и других продуктов основного химического характера. При производстве полукислых изделий в качестве отошающего материала вместе с шамотом применяют кварц, вводимый с таким расчетом, чтобы содержание глинозема было менее 30%, а содержание кремнезема — более 65%; эти изделия устойчивы в печах с химическими процессами кислого характера. Для связки в шихту при производстве любых огнеупорных изделий вводятся также некоторые количества высокопластичных и пластичных глин.

Наряду с высокой огнеупорностью главными показателями пригодности каолинов и глин для производства огнеупорных изделий являются высокое содержание глинозема и возможно меньшее содержание вредных примесей. По содержанию глинозема огнеупорные глины и каолины подразделяются на высокоосновные (более 40% Al_2O_3), основные (30—40% Al_2O_3), полукислые (15—30% Al_2O_3) и кислые (до 15% Al_2O_3). Высокоосновные и основные глины и каолины идут для производства шамотных изделий, полукислые и кислые — для производства полукислых. Содержание окислов железа («плавней») в глинах допускается до 3,5—4,5%.

Путем ускоренного обжига при температурах 1000—1200° С из таких глинистых пород, как легкоплавкие глины, аргиллиты и глинистые сланцы, в промышленности получают пористые, легкие и малотеплопроводные материалы, применяемые в качестве искусственных заполнителей для легких бетонов. Наиболее распростра-

ненными материалами этого рода являются керамзит и аглопорит.

К е р а м з и т представляет собой стекловидную пористую массу, в которой ячейки отделены друг от друга тонкими стенками из стекла. Размеры пор колеблются от нескольких микронов до 1—3—5 мм. Среди керамзитовых изделий различают керамзитовый гравий (зерна округлой формы размерами от 5 до 10 мм), песок (зерна размерами от 0,15 до 5 мм), щебень, блоки и др.

Объемный вес керамзита в куске в зависимости от вспучиваемости исходной породы колеблется от 150 до 1300 кг/м³. Наибольшую ценность для строительства представляет керамзит с малым объемным весом (до 500 кг/м³), являющийся эффективным заполнителем для легких бетонов.

Керамзит с высоким объемным весом (более 800—1000 кг/м³) пригоден для обычных и тяжелых бетонов; производство его целесообразно организовывать только в районах, не имеющих ресурсов естественных заполнителей (гравия, щебня). Кроме основного применения керамзита в качестве заполнителя легких бетонов для промышленного и жилищного строительства доказана эффективность его применения в судостроении, а также в сельском хозяйстве в качестве среды для выращивания растений без почвы (система гидропоники).

А г л о п о р и т — легкий пористый материал, получаемый методом контактного спекания различного глинистого сырья и отходов от добычи, переработки и сжигания ископаемых углей на решетках агломерационных машин. По величине зерен он делится на щебень, гравий и песок, по пасынному объемному весу — на несколько марок с объемным весом от 300 до 1100 кг/м³.

Вопрос о технических требованиях к сырью для производства керамзита в настоящее время еще не решен, но опытным путем установлено, что лучше вспучиваются глинистые породы, сложенные монтмориллонитом и гидрослюдами. Важны также однородность состава и преобладание в нем мелких фракций. Наиболее оптимальным является следующий химический состав глин: SiO₂ до 65%, Al₂O₃ 16—24%, окислов Fe 6—10%, CaO до 3%, щелочей 2,5—5%, органики 1—2%.

Сырьем для производства аглопорита могут служить различные глинистые породы, слабо или совсем не вспучивающиеся, а также всевозможные промышленные отходы (шлаки, в особенности же отходы от углеобогащения). Глинистые породы, пригодные для получения аглопорита, должны содержать не менее 50% частиц размерами 0,01 мм и не более 10% Al₂O₃.

В настоящее время в различных районах СССР построено значительное количество керамзитовых предприятий общей мощностью более 5 млн. м³ керамзита в год. Производство аглопорита в СССР в 1966 г. достигло 3 млн. м³.

В производстве цемента глинистые породы (глины, суглинки, глинистые сланцы) служат одним из компонентов цементной шихты,

в которой они могут составлять до 30—35%. Глинистые породы для этой цели должны быть легкоплавкими, содержание глинозема необходимо небольшое, из компонентов-примесей лимитируется лишь содержание магнезии и серного ангидрида, суммарное количество которых в целом для шихты не должно превышать 4,5—6%.

В литейном деле глины применяются в качестве связующего материала, вводимого в состав формовочных смесей. Главные требования к формовочным глинам касаются связующей способности и термохимической устойчивости. Связующая способность желательна возможно большая. Термохимическая устойчивость определяется огнеупорностью, непригораемостью (т. е. неспособностью реагировать с расплавленным металлом) и газотворной способностью. В соответствии с этими требованиями к формовочным глинам относятся лишь пластичные разной степени огнеупорности. По минеральному составу в качестве формовочных глин для особо ответственных отливок применяются каолиновые и каолинит-монотермитовые огнеупорные глины, для рядового литья — монтмориллонитовые, бейделлитовые и иные. К нормируемым вредным примесям принадлежат сульфидная сера (не более 0,2—0,3%) и окислы щелочеземельных и щелочных металлов (допустимое содержание 3% и несколько более).

В сыром, т. е. необожженном виде глины широко применяются как дешевый строительный материал для постройки малоэтажных саманных или глинобитных зданий, а также в качестве наиболее доступной, хотя и непрочной связки при постройке небольших кирпичных сооружений, при кладке и обмазке печей и т. п. Основой такого применения глин является их пластичность, связующая способность и водонепроницаемость. На водонепроницаемости базируется применение глин при постройке гидротехнических сооружений — перемычек, плотин, каналов. В гражданском строительстве сырая глина применяется для изоляции зданий от проникновения влаги, для набивки вокруг фундаментов, для устройства огнестойкой изоляции и т. п.

В больших количествах «сырые» глины и каолины применяются в бумажной, резиновой, пластмассовой, парфюмерной и других отраслях промышленности в качестве наполнителей. Требования к глинистым породам-наполнителям определяются ГОСТами и в основном заключаются в некоторых ограничениях по химическому составу, механическим примесям и содержанию влаги; для большинства отраслей промышленности необходим наполнитель белого цвета.

На основе адсорбционных свойств бентонитовые и флоридиновые глины применяются в нефтеперерабатывающей промышленности для очистки и осветления нефтепродуктов (бензина, керосина, смазочных масел, парафина и других восковых веществ), а также используются в качестве катализаторов при крекинге бензина. В пищевой промышленности эти же глины идут для обесцвечивания и очистки

растительных и животных масел и жиров, укуса, вин, фруктовых соков, в текстильной промышленности — для очистки от загрязняющих веществ шерсти (сукновальное производство), в фармацевтической промышленности применяются при изготовлении лекарств. Как катализаторы адсорбционные глины используются также в ряде химических производств, при синтезе каучука, производстве пластмасс и др. Оценка пригодности глин для каждого конкретного производства возможна лишь путем технологических испытаний.

При бурении скважин глины применяются для приготовления глинистых растворов. Такие растворы подаются в скважину под давлением около 10 атм, проникают в ее стенки, где глины в виде геля заполняют поры и трещины, предотвращая обрушение. Кроме того, глинистый раствор поддерживает во взвешенном состоянии крупные частицы выбуренных твердых пород и выносит их на поверхность. Для приготовления глинистых растворов применимы тонкодисперсные глины с минимальным содержанием песка. С водой глина должна давать устойчивые суспензии с удельным весом около 1,2. Лучшими по качеству для этой цели являются бентониты. К вредным примесям в этом случае относятся известковистые и гипсовые включения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По условиям образования промышленные месторождения каолинов и глин относятся к экзогенным и среди них выделяют месторождения выветривания (обломочные и остаточные) и осадочные. Промышленное значение имеют также вулканогенно-осадочные и метаморфогенные месторождения глин и глинистых пород.

1. О с т а т о ч н ы е м е с т о р о ж д е н и я г л и н возникают при выветривании различных магматических, метаморфических и ряда осадочных горных пород преимущественно в условиях влажного теплого или жаркого климата при относительно слабо расчлененном рельефе и длительном существовании континентального режима. В зависимости от состава материнских пород и создающейся при выветривании среды (величина pH) образуются глины разного состава — каолинитовые, галлуазитовые, монтмориллонитовые, гидрослюдастые. Они всегда содержат остатки сохранившихся от разложения минералов первичной породы, часто обильно насыщены возникшими при выветривании гидроокислами железа и обычно непластичны или слабо пластичны. Используются поэтому такие глины лишь в редких случаях, при полном отсутствии глин другого происхождения.

Большое практическое значение имеют только остаточные месторождения первичных каолинов, образующиеся при каолиновом выветривании кислых изверженных пород (гранитов, аплитов, пегматитов). Наряду с преобладающим каолинитом в их составе присутствуют также гидратизированные слюды и галлуазит. Залежи первичных каолинов имеют плащеобразную, гнездовую или карманообразную форму с изменчивыми размерами в плане; мощности их

колеблются от единиц сантиметров до нескольких десятков и даже сотен метров в зависимости от длительности и глубины распространения процессов выветривания, а также от сохранности коры выветривания при последующем размыве.

По гранулометрическому составу первичные каолины могут быть от тонкодисперсных до грубо- и неравномернозернистых; они содержат частицы кварца, неразложившихся полевых шпатов, слюд и других минералов и связаны с неизмененными материнскими породами постепенными переходами. В каолиновой коре выветривания выделяют три зоны — каолиновую (верхняя), гидрослюдистую и зону дресвы (в основании). Окраска каолинов обычно белая, светло-серая или желтоватая. В СССР к этому типу принадлежат месторождения первичных каолинов, связанные с древними корами выветривания на Украинском кристаллическом массиве (мезозой (?) — нижний палеоген) и на восточном склоне Урала (триас — нижняя юра).

2. Обломочные месторождения подразделяют на элювиальные, пролювиальные и делювиальные.

Элювиальные месторождения глин образуются иногда в результате выщелачивания (выветривания и растворения) известняков, доломитов и мергелей. Карбонаты растворяются и выносятся, а освобождающееся глинистое вещество под влиянием создающейся щелочной среды преобразуется в монтмориллонитовую глину, иногда пригодную в качестве адсорбента. Такого рода глины залегают в виде тонких прослоев и примазок по трещинам, на стенках пор и вдоль плоскостей напластования карбонатных пород, выполняют карстовые полости в известняках, в редких случаях нацело замещают отдельные пласты карбонатных пород. Мощности глин сильно колеблются и обычно незначительны (0,01—0,50 м), но изредка достигают 2—3 м. Известны они среди карбонатных пород нижнего и среднего карбона в Подмосковном бассейне.

Пролувиальные глины являются отложениями временных потоков, стекающих с гор и перемещающих разнообразные продукты механического и химического выветривания к подножиям, где эти продукты накапливаются в виде конусов выноса. Глины залегают по преимуществу в краевых частях конусов, образуют линзо- и клинообразные прослои среди грубообломочных и песчаных скоплений. Протяженность линз и прослоев измеряется десятками и сотнями метров, мощность их 1—5 м, иногда до 10 м. Глины плохо сортированные, песчанистые или алевроитовые, обычно относятся к полиминеральным, в их составе обильны минералы, унаследованные от материнских пород, т. е. глинистые минералы местной коры выветривания. Практическое значение пролювиальных глин крайне ограничено, используются они лишь для строительных работ и в производстве грубой строительной керамики.

Делювиальные месторождения глин распространены значительно шире и располагаются на склонах речных долин, пологих холмов

и гор. Они образуются в результате сползания продуктов выветривания и залегают в виде плащеобразных залежей вееро- и конусообразной формы разной протяженности и непостоянной мощности, иногда достигающей 20 м и более. Сортировка материала глин небольшая, гранулометрический состав непостоянен, часто встречаются включения обломков местных пород, пресноводных раковин и обрывки растительных тканей. Глинистое вещество полиминеральное, часто обильны минералы окружающих пород. Делювиальные глины принадлежат к легкоплавким, идут в качестве строительных и применяются для производства строительного кирпича, а в отдельных случаях также и для производства цемента.

3. **Осадочные месторождения глин** образуются путем сноса глинистого материала и накопления его в различных водных бассейнах, но не относятся к типичным механически-осадочным. Глинистые минералы уже на месте своего возникновения при разложении исходных горных пород и минералов подвергаются последовательному преобразованию, продолжающемуся в дальнейшем в ходе размыва коры выветривания, переноса, отложения, диагенеза и эпигенеза вещества. Такое преобразование называют стадийным выветриванием, или стадийным превращением минералов. Связано оно с постепенным изменением физико-химической обстановки на месте первоначального образования минерала по пути переноса глинистого вещества и на месте образования глины как горной породы. Ведущим фактором стадийного выветривания является изменение кислотности или щелочности среды (величина pH), в которую попадает глинистое вещество.

Осадочные глины представляют собой, следовательно, продукт как механического переноса и отложения, так и одновременного сложного физико-химического преобразования глинистого вещества. Некоторая часть глинистых минералов возникает при этом из коллоидных растворов.

По условиям накопления глинистого вещества осадочные месторождения глин подразделяются на континентальные, лагунные и морские. Среди континентальных месторождений промышленного значения различают аллювиальные, озерные и озерно-болотные пресноводные, озерные засолоненные, ледниковые, флювиогляциальные, золотые. Среди лагунных месторождений выделяют месторождения опресненных и осолоненных лагун. В группу морских входят месторождения удаленной от берега части шельфа.

Аллювиальные, или речные, месторождения глин образуются в долинах рек в результате сноса и отложения глинистых продуктов выветривания, а также размыва и переотложения древних морских глин. В месторождениях этого типа глины очень широко варьируют по минеральному составу, являются сильно песчаными, алевроитовыми или смешанными, часто обладают значительными количествами органических примесей, содержат прослой торфа, угля, грубого песка. В зависимости от типа выветривания в области сноса, состава размываемых пород и климатических условий глинистые минералы

речных глин обычно представлены гидрослюдами в ассоциации с минералами каолинитовой или монтмориллонитовой групп, в небольших количествах обнаруживаются хлориты, встречаются и относительно однородные глины.

Залежи глин имеют линзовидную и линзовидно-пластовую формы, для них характерны небольшие размеры и частые переходы в алевриты, пески и галечники. Известны как четвертичные (в том числе современные), так и древние речные месторождения. Примером последних служат речные глины некоторых угленосных толщ Советского Союза, в частности речные глины нижнего карбона в Подмосковном угольном бассейне. По огнеупорности речные глины большей частью легкоплавкие и используются для производства строительного кирпича, а иногда и для производства цемента.

Месторождения глин озерных и озерно-болотных пресноводных бассейнов образуются путем отложения глинистого материала на дне озер в некотором удалении от берегов. Отсутствие электролитов в пресных водах благоприятствует медленному выпадению вещества, которое длительное время остается во взвешенном состоянии, поэтому при устойчивом застойном режиме в озерах накапливаются относительно тонкодисперсные глины, однородные, содержащие мало песчаных частиц и иногда обладающие слоистостью. По направлению к берегам бассейна гранулометрический состав осадков изменяется, появляется более грубый кластический материал, глины сменяются песчаными разностями и переходят в алевриты, пески, угли, лигниты. В глинах часто содержатся обильные растительные остатки, изредка встречается пресноводная фауна. В состав глин могут входить разные глинистые минералы, но преимущественное значение имеют каолинит, галлуазит, монармит, гидрослюды, нередко почти мономинеральные каолинитовые и монармитовые глины, иногда обладающие повышенным содержанием глинозема, обусловленным присутствием свободных гидратов последнего. К сопутствующим минералам относятся сульфиды (пирит, марказит), карбонаты (преимущественно сидерит) и окислы железа. Цвет глин обычно серый и темно-серый.

Среди других древних глинистых континентальных отложений по условиям залегания месторождения озерных и озерно-болотных глин являются наиболее выдержанными. Залежи имеют форму линзовидных прослоев и пластов, размеры которых зависят от размеров водного бассейна и в плане могут достигать нескольких квадратных километров; мощности залежей колеблются от долей метра до нескольких десятков метров. К этому типу относятся почти все месторождения наиболее ценных огнеупорных глин, эксплуатируемые для нужд керамической и огнеупорной промышленности, а также в качестве высококачественных формовочных. Примерами являются месторождения каолинитовых и гидрослюдисто-каолинитовых глин нижнего карбона Подмосковского бассейна (Боровичско-Любытинский район и др.), Часовьярско-Дружковская группа месторождений монармитовых глин третичного возраста в Донецкой области,

Латвийские (Воронежская обл.) нижнемеловые месторождения каолини-
нитовых, гидрослюдистых и монотермитовых глин.

Месторождения глин засоленных озер и лагун возникают в областях с аридным климатом и отличаются от месторождений пресноводных озер меньшей протяженностью и мощностью залежей, перемежаемостью глин с песчаными и алевролитовыми породами, мергелями, доломитами и соляными породами, неоднородностью гранулометрического состава глин, преобладанием в их составе гидрослюд и монтмориллонита, а также хлоритов, при почти полном отсутствии каолинита и монотермита; в США известны также палеогорскитовые глины. Характерными примесями в глинах из месторождений этого типа являются карбонаты (кальцит, доломит и др.), сульфиды, гипс, галоиды. Промышленное значение месторождений, известных на территории Латвийской ССР, Закарпатья и Урала, достоверно не установлено.

Месторождения ледниковых, или моренных, глин образованы в результате механического разрушения и химического разложения минералов различных горных пород, залежавших на пути движения ледников. Захваченный последними глинистый материал при таянии льдов отложен на огромных площадях в северной части европейской территории Советского Союза в виде плащеобразных залежей мощностью от единиц до нескольких десятков метров. По гранулометрическому составу этот материал неоднороден, очень плохо отсортирован, содержит включения дресвы, гравия и валунов, а также свыше 50% частиц величиной более 0,01 мм; чаще это суглинистые образования, реже глины. Глинистые минералы обычно представлены гидрослюдами, реже — гидрохлоритами. Используются ледниковые глины для производства обычного строительного кирпича. По огнеупорности эти глины легкоплавки.

Флювиогляциальные (водно-ледниковые) месторождения глин тесно связаны с месторождениями ледниковых глин и возникают в результате перемывания морены потоками талых вод ледника с отложением глинистого вещества в озерных впадинах. Глины этих месторождений обладают хорошо выраженной слоистостью и состоят из чередующихся прослоев песчанистого и глинистого материала. Такие глины называются «ленточными». По составу глинистых минералов они относятся в гидрослюдистым или хлорит-гидрослюдистым, по огнеупорности принадлежат к легкоплавким. Подобно ледниковым флювиогляциальные глины также используются для производства строительного кирпича, а иногда в производстве цемента. Месторождения ленточных глин известны в Прибалтике, Псковской, Новгородской и Ленинградской областях.

Золотые месторождения глинистых пород представлены по преимуществу лёссами и лёссовидными отложениями. На образование их нет единой точки зрения. Считается, что лёссы могли возникать как за счет накопления золотой пыли, так и путем преобразования различных мелкозернистых отложений (пролювиальных, делювиальных, аллювиальных и др.) при выветривании и почвообразовании

в условиях засушливого климата. Называют лёссами глинисто-алевритовые слоистые и неслоистые пористые породы, состоящие из переменных количеств тонких зерен кварца, полевого шпата, различных глинистых минералов, мелких кристалликов кальцита и его конкреций («журавчиков») с примесью гидратов окиси железа, слюды и других минералов; в составе лёссов и лёссовидных пород участвуют также остатки растений и раковины наземных организмов. В лёссах южных районов СССР из глинистых минералов чаще всего распространен монтмориллонит, реже каолинит. Лёссовидные отложения отличаются от собственно лёссов большим содержанием пылеватых частиц и наличием более грубого обломочного материала вплоть до щебня.

Распространены лёссы и лёссовидные породы по периферии песчаных пустынь, где они образуют плащеобразные залежи, покрывающие на различных высотах огромные территории; мощности лёссов изменяются от нескольких сантиметров до 30—60 м и более, мощности лёссовидных отложений меньшие (до 15 м). Лёсс и лёссовидные породы служат сырьем для производства строительного кирпича, а также используются в цементной промышленности. В СССР они развиты в Средней Азии и в южных областях Украины.

К эоловым месторождениям принадлежат также глиняные дюны, образующиеся за счет выдувания глинистых частиц из екоплений глин в отложениях лагунного типа, имеющего место в сухое время, и последующего накопления за пределами лагун с преобразованием при смачивании дождем в компактные плотные массы. Известны лишь единичные месторождения.

Месторождения глин опресненных лагун образуются в областях с влажным климатом в полузамкнутых мелководных морских бассейнах (заливах) при пологом рельефе прилегающей суши. Для них характерно пластовое и линзовидное залегание глин, переслаивающихся с морскими и континентальными отложениями, представленными песками, алевритами, мергелями, известняками, горючими сланцами, углями, а иногда и бокситами. Мощности пластов глин варьируют от нескольких сантиметров до многих метров. По гранулометрическому составу среди глин этих месторождений широко развиты тонкодисперсные, по минеральному же составу преобладают гидрослюдистые, гидрослюдисто-каолининовые, каолининовые и монтмориллонитовые, в небольших количествах по каолиниту и гидрослюдам развиваются хлорит и монтмориллонит. В качестве включений в глинах содержатся сидерит, кальцит, пирит, иногда галоидные соли, переотложенный глауконит, изредка встречается редкая солоноватоводная и морская фауны, обычно обильны растительные остатки. По огнеупорности глины принадлежат к тугоплавким и огнеупорным. К этому типу относят некоторые месторождения глин, приуроченные к песчано-глинистой толще нижнего карбона в северо-западном крыле Подмосковного угольного бассейна.

Месторождения глин осолоненных лагун возникают в областях с аридным климатом при условиях, аналогичных месторождениям

опресненных лагун. Вследствие интенсивного испарения вод отложение кластического и глинистого материала чередуется с садкой различных солей и поэтому глины в месторождениях этого типа залегают среди карбонатно-терригенных, гипсо- и соленосных толщ, переслаиваясь с песчаными и алевритистыми породами, мергелями, известняками, доломитами, гипсами, ангидритами и солями. Глинистые минералы представлены преимущественно гидрослюдами, хлоритами, гидрохлоритами, реже монтмориллонитами и палыгорскитами, в которых содержание щелочных земель тем больше, чем сильнее была осолонена лагуна. В глинах присутствуют гипс, ангидрит и карбонаты, гранулометрический состав их неоднороден, цвет непостоянен, часто он ярко коричнево-красный, зеленый или голубоватый. Залежи характеризуются прерывистым распространением и имеют линзовидную форму с мощностью от долей метра до нескольких метров. Примерами служат месторождения верхнеюрских глин на Северном Кавказе, а также пермские соляные глины Соликамского месторождения.

Прибрежно-морские месторождения глин образуются в зоне шельфа на глубинах до 50 м в местах, где нет непрерывного взмучивания осадков, т. е. в бухтах, заливах, в подводных частях речных дельт и между прибрежными островами. Глинистый материал выносятся в море реками или действием волн, разрушающих морские берега. Отложение этого материала происходит путем непосредственного оседания относительно крупных глинистых частиц, переносимых водами, или в результате коагуляции тончайшей глинистой суспензии электролитами.

Прибрежные глины характеризуются неоднородным гранулометрическим составом и постоянной изменчивостью его по простиранию, а также наличием плохо отсортированного обломочного материала. Обычными глинистыми минералами глин являются гидрослюды, бейделлит, монотермит, хлориты, монтмориллонит, реже встречается каолинит; состав минералов в разных месторождениях различен и зависит от типа выветривания на суше. В качестве примесей присутствуют слюдистые минералы, кальцит, сидерит, пирит, глауконит. Остатки фауны редки, растительные же встречаются часто.

Распространенность прибрежных глин относительно невелика. Залегают они в форме линзовидных пластов, перемежающихся с гравелитами, песчаниками, алевритами, карбонатными породами, углями; в эти же породы переходят глины по простиранию. Протяженность пластов различна, мощность их небольшая и варьирует от 0,2 до 10—15 м. Глины в месторождениях этого типа преимущественно тугоплавкие.

Месторождения глин в удаленной от берега части шельфа возникают за счет осаждения глинистого вещества на глубинах до 200 м, но лишь на таких участках моря, где нет сильных течений. В осадок здесь выпадают наиболее тонкодисперсные глинистые частицы, долго удерживаемые во взвешенном состоянии и осаждаемые элек-

тролитами. Образующиеся глины по гранулометрическому составу однородны, почти не содержат грубообломочных и песчаных частиц и обладают тонкой горизонтальной слоистостью, часто наблюдаемой лишь в шлифах. По составу глинистых минералов среди таких глин преобладают гидрослюдистые и бейделлитовые, относящиеся к легкоплавким. Реже встречается монтмориллонит, каолинит же обнаруживается лишь в виде примеси. В глинах присутствуют сидерит, фосфоритовые, марганцевые и кремнеземистые включения, конкреции и мелкие зерна пирита, глауконит, карбонатные и глинисто-карбонатные конкреции; на плоскостях наслоения обнаруживаются слюды. В зонах взмучивания наблюдается обильная фауна, почти отсутствующая в наиболее удаленных от берега участках. Часто обнаруживается микрофауна (диатомы, радиолярии, фораминиферы), известны кремнеземисто-бейделлитовые опоквидные глины, связанные переходами с диатомитами и опоками.

Залегают глины среди мощных алевроито-глинистых толщ, иногда содержащих прослойки мелкозернистых песчаников, опок, известняков и мергелей. Мощности толщ 100 м и более; они разделяются на отдельные пласты и имеют большое площадное распространение (десятки и сотни квадратных километров). Глины из месторождений этого типа идут для производства строительного кирпича.

Месторождения глин прибрежно-морского типа известны в пределах южного крыла Подмосковного угольного бассейна в Тульской и Рязанской областях. К месторождениям глубоководной части шельфа принадлежат, например, «синие» кембрийские глины запада, северо-запада и севера Русской платформы и многие другие разного геологического времени.

Вулканоогенно-осадочные месторождения глин возникают путем подводного выветривания (гальмиролиза) вулканических туфов и пеплов, отложенных в водных бассейнах (морях, озерах) как непосредственно при вулканических извержениях, так и за счет сноса поверхностными водами того пирокластического материала, который первоначально осел на суше. При подводном выветривании происходит сложное и длительное разложение и преобразование осадков на дне водоема в результате растворения, окисления, гидратации и других химических и физико-химических явлений, ведущих к возникновению различных новых минералов.

В условиях щелочной среды богатые стеклом вулканические породы изменяются до таких глинистых минералов, как монтмориллонит и бейделлит. Мощные скопления последних образуют весьма ценные в практическом отношении бентонитовые и флюридиновые, т. е. адсорбционные, глины. Такой генезис этих глин доказывается залеганием их среди морских толщ, в которых осадочные породы переслаиваются с туфогенными, а также наличием в глинах реликтовых пепловых структур, отдельных обломков туфового материала при одновременном присутствии остатков морской фауны. Возможны, однако, и иные условия образования некоторых месторождений монтмориллонитовых глин.

Бентонитовые глины характеризуются высокой степенью дисперсности монтмориллонита. Залегают они в виде пластов и линз, размеры которых варьируют в очень широких пределах. Известны залежи величиной от десятков квадратных метров до многих сотен квадратных километров; в штатах Алабама, Тенесси и Кентукки США залежь бентонитовых глин распространена на площади 1200×700 км. Мощности залежей изменяются от нескольких сантиметров до 40—45 м.

Примерами месторождений вулканогенно-осадочных глин в СССР служат месторождения Аскани и Гумбри в Грузинской ССР и Оглан-линское в Туркменской ССР.

4. М е т а м о р ф и з о в а н н ы е м е с т о р о ж д е н и я образуются в результате уплотнения, дегидратации, цементации и неполной перекристаллизации глинистых осадков в процессе диагенеза и эпигенеза или в начальные стадии метаморфизма глин. К этому типу относятся месторождения камнеподобных непластичных глинистых пород — аргиллитов (включая «сухари», «кремневки», «флинт-клеи»), вторичных аргиллитов, глинистых сланцев. Глины — аргиллиты — глинистые и глинисто-сланцевые сланцы — филиты — кристаллические сланцы и гнейсы составляют естественный ряд последовательно измененных пород, степень преобразования которых зависит от той стадии метаморфизма, в которой оказалась каждая конкретная порода.

Первичные аргиллиты возникают при диагенезе глинистого осадка в результате его уплотнения и цементации, сопровождающимися раскристаллизацией выпавших в осадок гелей глинозема и кремнезема и частичной перекристаллизацией первичных глинистых минералов. Вторичные аргиллиты образуются при эпигенезе и в самую первую стадию метаморфизма под влиянием возрастающих температур и давления, причем количество перекристаллизованного глинистого вещества превышает 50%.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СССР

Благоприятные тектонические условия для формирования месторождений наиболее ценных для промышленности глин создаются в природе на платформах. Процессы выветривания при длительно продолжающемся континентальном режиме приводят на платформах к образованию обширных и мощных кор выветривания, а медленное течение процессов денудации в областях с выровненным рельефом способствует наиболее совершенной дифференциации и полному химическому преобразованию осадков. На платформах накапливаются поэтому наиболее однородные, хорошо отмученные глины.

В геосинклинальных областях быстрое механическое разрушение и смыв подвергающихся выветриванию горизонтов с накоплением осадков в межгорных впадинах не обеспечивают ни хорошей сорти-

ровки, ни глубокой химической переработки материала. Поэтому в геосинклиналях возникают по преимуществу лишь месторождения малоотсортированных глин, а остаточные месторождения каолинов сохраняются редко, имеют малое площадное распространение и небольшую мощность. Вследствие быстрого захоронения осадков, кратковременности процессов диагенеза и последующего интенсивного метаморфизма глины в геосинклинальных областях обычно переходят в аргиллиты и глинистые сланцы. Как указывает М. Ф. Видулова (1957, стр. 73—74), «наибольший интерес представляют некоторые глины (особенно «кремневки», т. е. каолинитовые аргиллиты) угленосных толщ передовых прогибов и внутренних частей геосинклиналей, а также монтмориллонитовые глины пеплового происхождения», т. е. вулканогенно-осадочные.

Крупные остаточные месторождения первичных каолинов на территории СССР связаны с древними корами выветривания на Украине и на восточном склоне Южного Урала. На Украине они приурочены к древней (мезозой (?) — нижний палеоген) коре выветривания Украинского кристаллического массива. Известно более 150 месторождений, из которых крупнейшими являются эксплуатируемые Просяновское, Глуховецкое и Новоселицкое. На Южном Урале месторождения первичных каолинов связаны с триас-нижнеюрской корой выветривания и располагаются в Челябинской области (Кыштымское, Чекмакульское, Еленинское и др.). Отдельные месторождения первичного каолина известны и в других районах СССР. Наличие продуктов древней коры выветривания в ряде районов Казахстана, Сибири, Дальнего Востока и на Кавказе позволяют предполагать возможность открытия в этих районах новых месторождений.

Добыча каолина в СССР производится в основном из месторождений первичных каолинов и каолинитовых глин Украины и Урала. В 1966 г. общая добыча каолина составила более 3,5 млн. т.

Благоприятные условия для образования месторождений огнеупорных глин на территории СССР существовали в каменноугольный, юрский, меловой и третичный периоды. Крупные месторождения огнеупорных глин в угленосных отложениях карбона сосредоточены в пределах Подмосковского угольного бассейна, в северо-западном крыле которого располагаются месторождения Боровичско-Любытинского района (Новгородская обл.), а в южном — Суворовская группа месторождений (Тульская обл.). Отдельные месторождения этого возраста известны в Донбассе, Кузбассе и Казахской ССР.

Месторождения юрского возраста открыты в Ставропольском крае, в Грузии, Казахстане (Карагандинская группа месторождений), Киргизии; крупнейшим является Трошковское (Половинское) месторождение огнеупорных глин в Иркутской области.

К меловому периоду относятся крупные Латнинские месторождения огнеупорных глин в Воронежской области и ряд месторождений по восточному склону Урала (Белкинское, Курьинское, Троицко-Байновское и др.).

Месторождения огнеупорных глин палеогена широко распространены на Украине и на восточном склоне Южного Урала. На Украине выделяют две группы месторождений: к одной группе относятся месторождения каолиновых глин («вторичных каолинов») с высоким содержанием глинозема, приуроченные к Украинскому кристаллическому массиву (Положское, Кировоградское, Пятихатское месторождения и другие); ко второй группе принадлежат месторождения особо ценных высокопластичных монотермитовых глин Донецкой области с крупнейшим в СССР Часовъярским месторождением и однотипными с ним Дружковским, Ново-Райским и др. На восточном склоне Южного Урала наиболее крупными месторождениями огнеупорных глин палеогена являются Нижне-Увельское, Берлинское, Бускульское и Астафьевское (Челябинская обл.). Месторождения третичного возраста известны также в Красноярском крае, Кемеровской области и на Дальнем Востоке.

В 1966 г. в СССР разрабатывалось 36 месторождений огнеупорных глин, добыча по которым составила почти 10 млн. *т*.

Месторождения тугоплавких глин, по преимуществу юрские, известны в Московской, Тульской и Рязанской областях, на Украине, в Западной и Восточной Сибири, в Белоруссии, Казахстане и ряде других районов СССР. В 1966 г. из 26 освоенных месторождений добыто свыше 1,6 млн. *т* тугоплавких глин.

Легкоплавкие глины разных генетических типов и широкого возрастного диапазона (от кембрийских до современных) имеют на территории СССР очень большое распространение и встречаются в любом районе. Промышленность использует преимущественно четвертичные глины, залегающие у поверхности и требующие минимальной вскрыши. Более древние месторождения разрабатываются лишь при неглубоком залегании и при отсутствии четвертичных.

Масштабы добычи легкоплавких глин огромны и не поддаются полному учету. Только промышленность вяжущих материалов использовала в 1966 г. более 16 млн. *т* глинистых пород. Представление о количествах глин, потребляемых для производства строительных материалов, дают масштабы производства строительного кирпича — лишь государственными предприятиями (без колхозов) в 1966 г. выработано 36 млрд. штук строительного кирпича, на что потребовалось, по приближенным подсчетам, около 160 млн. *т* глин.

Крупнейшими районами распространения адсорбционных глин в Советском Союзе является Грузия и Украина. В Грузии находятся месторождения Гумбри и Аскани, содержащие особо ценные сорта флоридиновых и бентонитовых глин — гумбрины и асканит; некоторые сорта их экспортируются в Афганистан, Объединенную Арабскую Республику и на Кубу. На Украине месторождения адсорбционных глин концентрируются в Крыму (Курцевское и другие месторождения глины «килл») и Прикарпатье (Пыжевское, Горбское и др.). Широко известно Огланлинское месторождение бентонитовых глин в Туркмении. В Азербайджане разрабатывается Ханларское место-

рождение, в Узбекистане — Азкамарское, в Казахстане — Келесское. Бентонитовые глины известны также в Кабардинской АССР (Нальчик), Татарской АССР, Куйбышевской и Тамбовской областях. Добыча адсорбционных глин в 1966 г. составила по СССР 480 тыс. *т*.

Месторождения используемых в промышленности камнеподобных и непластичных глинистых пород типа аргиллитов известны в ряде районов (Донбасс, Кузбасс, Урал и др.), но изучены они слабо.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения Украины. Остаточные месторождения каолинов Украины представляют собой уцелевшие от размыва участки древней (мезозой (?) — нижний палеоген) коры выветривания, некогда покрывавшей Украинский кристаллический массив сплошным покровом. Практически интересны лишь участки коры, сложенные продуктами выветривания гранитов, сиенитов, гранито-гнейсов (мигматитов), гнейсов и прорезающих их пегматитов, имеющие каолиновый состав. Каолининовые продукты выветривания габбро и габбро-норитов загрязнены примесями окислов железа и титана и непригодны для промышленного использования. Особенно белый чистый каолин, богатый глиноземом и бедный щелочами, дают пегматиты.

На широких и выровненных водоразделах залежи каолина имеют неправильную плащеобразную форму, на размытых участках — форму неправильных линз и гнезд, заключенных среди слабо измененных пород. Размеры залежей по площади составляют от нескольких тысяч квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров. Мощность их непостоянна даже в пределах одного месторождения и колеблется от 2 до 15 м, иногда 100 м и более. Первичные каолины обладают реликтовыми структурами, содержат остатки неразложившихся минералов материнских пород и связаны с ними постепенными переходами.

Типичным является Глуховецкое месторождение, расположенное близ одноименной железнодорожной станции (Винницкая обл.). Первичные каолины развиты здесь на площади в несколько десятков квадратных километров. Они являются продуктами выветривания гранито-гнейсов, пересеченных дайками и жилами аплитов и пегматитов. Выходы этих пород на поверхность делят обширное поле каолинов на несколько участков. Средняя мощность залежей составляет около 30 м, максимальная превышает 106 м. Каолин на 40—60 % состоит из кварца, остальное приходится на каолинит; встречаются ничтожные примеси мелких зерен магнетита, рутила и граната. По цвету выделяют два сорта каолина — белый и кремовый; белый каолин характерен для участков с обилием жил пегматита и по содержанию железа является наиболее чистым.

Месторождение эксплуатируется, и в 1966 г. здесь было добыто 709 тыс. *т* первичного каолина. Последний подвергается промывке («отмучиванию») с целью удаления кварца и других примесей и после осаждения представляет собой готовый продукт.

Месторождения огнеупорных глин Боровичско-Любытинского района. В пределах этого района, расположенного в северной части Новгородской области, по р. Мсте выделяют две группы месторождений: одна из них располагается у г. Боровичи, другая тяготеет к с. Любытино.

Залежи глин приурочены к песчано-глинистой продуктивной (угленосной) толще нижнего карбона (C_{1h}), составляющей часть северо-западного крыла Подмосквитского угольного бассейна. Эта толща залегает на размытой поверхности пород верхнего девона,

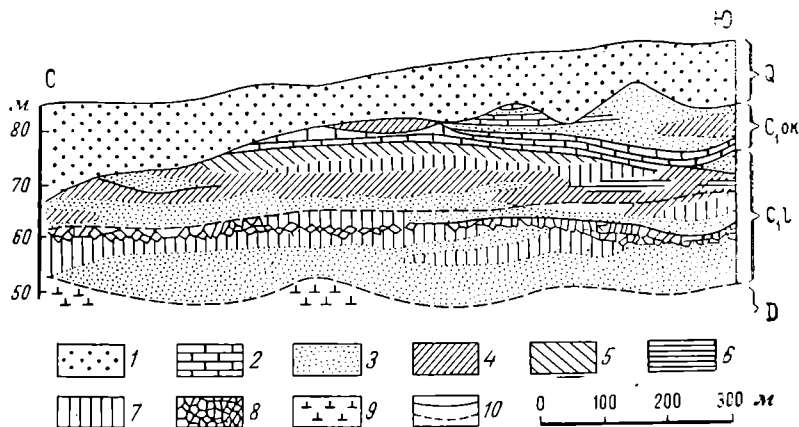


Рис. 90. Литологический разрез Боровичского месторождения огнеупорных глин участок Большевик.

По М. Ф. Вихуловой (упрощено)

1 — четвертичные отложения; 2 — известняк; 3 — песок; 4 — глина серая; 5 — глина пестрая; 6 — глина светло-серая; 7 — глина черная и темно-серая; 8 — глина сухарная, белая и светло-серая; 9 — мергели и глины девона; 10 — размыт

представленных мергелями, песками, глинами, доломитами и известняками, и перекрыта переслаивающимися известняками, глинами и песками окского подъяруса $C_{1ок}$ и четвертичными отложениями (рис. 90).

Песчано-глинистая толща непостоянна по составу, мощности и распространенности отложений. Все породы толщи в вертикальном и горизонтальном направлениях связаны между собой переходами, часто резкими. В составе толщи выделяют две серии отложений, отвечающих двум циклам осадконакопления и двукратной смене поднятий и опусканий. К нижней серии принадлежат три комплекса отложений.

1. Нижний песчано-глинистый комплекс образован песками и глинами, распространенными в долинообразных углублениях поверхности девона; у Боровичей в его составе преобладают пески, в районе Любытино — глины. Мощность комплекса от 0 до 8—14 м.

2. Сухарный комплекс, сложенный в Боровичском районе непластичными глинами («сухарями»), песками и песчаными глинами,

а в Любытинском — преимущественно полупластичными («полусухарями») и пластичными глинами; отложения этого комплекса имеют широкое площадное распространение и залегают как во впадинах, так и на возвышенностях девонского рельефа, суммарная мощность их сильно колеблется и во впадинах иногда достигает 6,5 м.

3. Углисто-глинистый комплекс, состоящий из пластичных глин, песков и двух пачек угольных прослоев; мощность его 6—15 м.

Ко второй серии относится верхний (четвертый) песчано-глинистый комплекс, распространенный по всему району и состоящий из песчаных глин и песков, часто слюдистых; мощность комплекса 4—7 м.

Огнеупорными глинами и глинистыми породами являются мыленки, полусухари и сухари. Они залегают в районе на глубинах 25—40 м. Залежи имеют линзовидную форму со средней рабочей мощностью около 2—2,5 м.

Мыленками называются жирные на ощупь пластичные глины от светло-серого до черного цвета, содержащие в разных количествах прослойки, гнезда и пятнистые включения углистого вещества, а также мельчайшие зерна, сrostки и конкреции пирита размерами до 10 см, стяжения сидерита размерами до 3—5 см, примеси гидроокислов железа, а иногда и примеси тонкого песка. Глинистое вещество представлено каолинитом с существенными количествами слюдopodobного минерала. Мыленки имеют огнеупорность от 1580 до 1730° С и содержат глинозема в среднем 37 %.

Полусухари представляют собой глины светло-серого цвета, во влажном состоянии обладающие желтоватыми, розоватыми, фиолетовыми и зеленоватыми оттенками, исчезающими при сушке; по степени пластичности полусухари уступают мыленкам, но с водой также образуют достаточно пластичное тесто; углистое вещество, пирит, сидерит и водные окислы железа присутствуют в полусухарях в незначительных количествах или вообще макроскопически не обнаруживаются. По составу глинистых минералов они отличаются от мыленок лишь меньшим содержанием слюдopodobного минерала. Содержание глинозема в полусухарях в среднем около 39 %, огнеупорность их колеблется от 1670 до 1710° С. Лучшие разновидности полусухарей на месторождении называют «хрусталиком».

Сухари являются непластичными глинистыми породами от светло-до темно-серого цвета, дающими тощее, быстро высыхающее тесто. На воздухе куски сухаря распадаются на мелочь, со временем слеживающуюся в плотную массу; пирит и углистые включения редки, примеси песка встречаются чаще. По минеральному составу сухари относятся к каолиновым породам, нередко содержащим примесь гидраргиллита и поэтому имеющих повышенное содержание глинозема (41 % и более). Огнеупорность сухарей 1670—1710° С и выше. Особую разновидность сухарей представляет «кремневка», отличающаяся способностью чертить стекло, наличием до 6,5 % избыточного (не связанного в форме глинистых минералов) глинозема и огнеупорностью до 1770° С.

По гранулометрическому составу все глины являются тонкодисперсными и характеризуются высоким содержанием фракции с величиной частиц менее 0,001 мм.

Глины Боровичско-Любытинского района служат для производства разнообразных огнеупорных изделий как для нужд металлургии СССР, так и для поставок в страны народной демократии, в Индию, Афганистан и др. В 1966 г. добыча составила 848 тыс. т. Эксплуатация месторождений производится подземным способом и затруднена в связи с водоносностью вмещающих пород и наличием плывунов.

По генезису месторождения относятся к прибрежно-озерным. Вещество глин накапливалось в мелководных озерных (Боровичский район) и озерно-болотных (Любытинский район) бассейнах с обильной растительностью, занимавших большие площади. Исходный

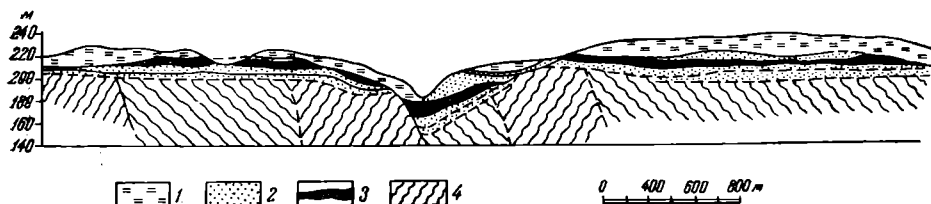


Рис. 91. Геологический разрез Часов'ярского месторождения огнеупорных глин (по литературным данным)

1 — суглинок; 2 — песок; 3 — огнеупорная глина; 4 — отложения мезозоя и палеозоя

глинистый материал в основном являлся терригенным, состоял из преобладающих каолинита и гидрослюда и имел своим источником породы верхнего девона и древнюю кору выветривания. В процессе транспортировки, седиментации, диагенеза и эпигенеза вещество глин подвергалось дальнейшему преобразованию в каолинит, чему способствовало разложение отмирающих растений. Образование сухарей связано с раскристаллизацией коллоидов и перекристаллизацией каолинита, однако причины этих явлений не ясны.

Часов'ярское месторождение. Месторождение огнеупорных глин третичного возраста Часов-Яр находится в Донецкой области Украинской ССР. Район месторождения сложен сильно дислоцированными породами палеозоя и мезозоя, на размытой поверхности которых в виде отдельных «островов», приуроченных к впадинам на поверхности древнего рельефа, сохранились отложения палеогена, представленные глауконитовыми песками и опоками харьковского яруса, песками и глинами полтавского яруса и другими породами. К таким «островам» и приурочены Часов'ярское, Курдюмовское, Веролюбовское, Карловское, Попаснянское, Артемовское и другие месторождения огнеупорных глин, залегающие среди песков полтавского яруса.

Часов'ярское месторождение является крупнейшим и занимает площадь более 2 тыс. га. Толща глин имеет мощность 0,5—10 м и залегает в форме пласта, повторяющего поверхность рельефа

докайнозойских пород. Пласт залегает на глубинах от 1 до 40 м и имеет максимальную мощность в местах погружения (рис. 91).

По вертикали пласт делится на несколько горизонтов. В верхних горизонтах глины связаны переходами с покрывающими кварцевыми песками и являются песчанистыми, содержат прослой и гнезда песка, а также включения гидроокислов железа. Книзу они становятся более чистыми, однородными и тонкоотмученными, но содержат много углистого вещества, отсутствующего в верхних горизонтах. В самом нижнем горизонте качество глин вновь ухудшается и они постепенно переходят в подстилающие пески.

Выделяют несколько разновидностей или сортов глин, из которых наилучшими являются наиболее тонкодисперсные огнеупорные и высокопластичные глины марок 5 и 6 из нижних горизонтов пласта. Средними по качеству являются «рядовые» глины марок Р и РВ из средних горизонтов, к худшим принадлежат песчанистые разновидности, которые называются «песчаный балык» и «глинистый балык».

Лучшие сорта часовъярских глин имеют огнеупорность 1710—1730° С и низкую спекаемость (начало спекания 1000—1250° С), обладают большим интервалом спекания (355—740° С), высокой пластичностью и большой связующей способностью; отдельные сорта глин являются беложгущимися. Эти их свойства в значительной мере обусловлены минеральным составом, в котором главное место занимает монотермит; в глины входят также каолинит и пылевидный кварц, а из примесей — углистое вещество, гидроокислы железа, полевые шпаты, турмалин, рутил и циркон.

Особенностями часовъярских глин являются невысокое содержание глинозема (32—33%) и повышенное содержание кремнезема (52—55%) и щелочей (до 3,5%). Гранулометрический состав глин изменчив, в целом глины тонкодисперсны; в лучших разновидностях содержание частиц с размерами менее 0,001 мм составляет 75—80% и более.

Вследствие сочетания в глинах ряда положительных свойств они широко используются в производстве шамотных и кислотоупорных изделий, в стекольной, фарфоро-фаянсовой промышленности и в производстве некоторых строительных материалов. В ряде производств добавки пластичных и связующих глин Часов-Яра незаменимы, и потому они завозятся на Кавказ, в Сибирь, Московскую, Ленинградскую и другие области Советского Союза. В 1966 г. добыча глин на Часовъярском месторождении составила 1647 тыс. т. Производится она открытыми работами и широко механизирована. Попутно ведется добыча кварцевых и формовочных песков.

По генезису месторождение относится к озерно-болотным. Первичный источник глинистого вещества достоверно неизвестен, предположительно же им являются породы мезозоя и палеозоя, подвергшиеся размыву, переработке и переотложению.

- Викүлова М. Ф. [и др.]. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957. (Тр. ВСЕГЕИ).
- Викүлова М. Ф. Влияние условий образования глин нижнего карбона западной части Подмоскoвнoгo бассейна на изменение их состава. В сб.: «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд-во АН СССР, 1963.
- Глины и каолин — глины отбеливающие. В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР», т. 4. Изд-во АН СССР, 1941.
- Гончаров В. В. Огнеупорные глины Боровичско-Любытинского района. Metallurgizdat, 1952.
- Кычаков А. X. Вопросы комплексного использования Трошковского месторождения и перспективы расширения базы глин трошковского типа. В кн.: «Месторождения естественных строительных материалов, флюсового и глинистого сырья Восточной Сибири». Изд-во АН СССР, 1958.
- Малывкин С. Ф. Глины и каолины. В кн.: «Курс нерудных месторождений» (под редакцией П. М. Татаринова), ч. 2. ОНТИ, 1935.
- Огюнский И. М. Огнеупорные глины. Госгеолиздат, 1952. (Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 13.)
- Огнеупорные глины Часовьярского месторождения. Тр. ГИКИ, вып. 20, 1929.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Изд-во АН СССР, 1948. (Тр. ИГН, вып. 95, петрограф. серия, № 29.)
- Потапенко С. В. и Вейхер А. А. Глины и каолин. Госгеолтехиздат, 1962. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 54, изд. 2.)
- Самойлов В. Ф. и Мельников И. И. Каолин. Госгеолиздат, 1951. (Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 11.)
- Филатов С. С. Адсорбенты. Госгеолиздат, 1948. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 62.)
- Хожанной Н. П. Литология толщ огнеупорных глин Латненского месторождения. Тр. Воронежского ун-та, т. 48, 1958.
- Черносвитов Ю. Л. Природные минеральные наполнители. Госгеолтехиздат, 1962. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 32, изд. 2.)
- Черносвитов Ю. Л. Формовочные материалы. Изд-во «Недра», 1965. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 9, изд. 2.)
- Шоболов С. П. Геологическое строение и генезис Огланлинского месторождения бентонитовых глин (Туркменская ССР). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1959, № 1.

Глава 22

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В эту группу входят породы самого разнообразного происхождения, объединяемые лишь признаком нахождения в их составе в преобладающих количествах тех или иных минералов класса карбонатов — кальцита, доломита, магнезита, сидерита. В данной главе будут охарактеризованы те карбонатные породы, которые или имеют

непосредственное значение в качестве строительных материалов, или служат сырьем для их производства, т. е. известняки, мел, доломиты и мраморы.

Известняком называется осадочная горная порода, состоящая из кальцита (редко из арагонита и других модификаций карбоната кальция) и некоторого количества различных минеральных примесей. Наиболее частыми примесями в известняках являются: доломит, родохрозит, опал, халцедон, кварц, минералы группы глины, окислы и гидроокислы железа и марганца, пирит, марказит, глауконит, фторапатит и другие фосфаты, гипс, органическое вещество и др. При значительном количестве минеральных примесей в зависимости от их состава известняки получают дополнительное наименование: доломитизированные, железистые, мергелистые, кремневые, окварцованные, песчанистые, фосфатизированные, глауконитовые, битуминозные и т. д.

Химический состав чистых известняков приближается к теоретическому составу минерала кальцита CaCO_3 (56,0% CaO и 44,0% — CO_2). Минеральные примеси вызывают большие или меньшие отклонения химического состава породы от состава кальцита. Карбонатные породы с примесью глинистых частиц называют глинистыми известняками (95—75% CaCO_3 и 5—25% глины) или мергелями (75—50% CaCO_3 и 25—50% глины).

Основными литологическими типами известняков, выделяемых по структурным признакам, являются кристаллические, органогенные, обломочные и со смешанной структурой.

По внешнему облику известняк — порода белого или светло-серого цвета, часто с желтым или бурым оттенком, достаточно твердая и плотная. При наличии минеральных и органических примесей известняки приобретают темно-серую, черную, бурую, красную или зеленую окраску.

Одной из разновидностей известняка является природный мел, состоящий на 96—99% из CaCO_3 . В качестве посторонних примесей в основном отмечают окислы алюминия и железа.

В составе карбонатной части мела различают три группы форменных компонентов: 1) органические остатки (растительные и животные); 2) кристаллы кальцита с хорошими гранями; 3) порошковатый кальцит.

Органические остатки составляют основную часть мела. Большинство органических остатков принадлежат планктонным и донным организмам и лишь незначительная часть — свободноплавающим животным. Среди органических остатков основную роль играют кокколитофориды и фораминиферы. Содержание органических остатков в мелу различных месторождений колеблется от 10 до 75% всей массы породы.

Кристаллы кальцита с хорошими гранями в мелу встречаются редко, имеют чрезвычайно малые размеры и представляют собой диагенетические или вторичные образования. Одной из важнейших составных частей мела является порошковатый кальцит, представленный

мельчайшими крупинками. Содержание порошкового кальцита в меле в среднем близко к 30—40%, в отдельных случаях снижается до 10 или возрастает до 90%.

По внешнему виду и физическим свойствам мел легко отличается от других разновидностей известняков. Это белая, слабо сцементированная, тонкозернистая порода, при соприкосновении с другими предметами оставляющая пачкающий след. Характерными особенностями мела являются мягкость, землистый излом, отсутствие перекристаллизации и отчетливой слоистости. Мел представляет собой переходную разновидность от органогенных известняков к известнякам химического происхождения.

Доломитом называется осадочная карбонатная горная порода, состоящая в основном из минерала доломита. Группу карбонатных пород, отличающихся повышенным содержанием доломитовой составляющей — доломитов, доломитизированных или доломитовых известняков, объединяют иногда под более общим названием доломитовые породы.

Чистый доломит состоит на 95—100% из минерала доломита $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$; доломитовый известняк, например, состоит из 50—75% кальцита и 50—25% доломита. Кроме кальцита наиболее частыми примесями в доломитах являются: магнезит, сидерит, брейнерит, анкерит, родохрозит, опал, халцедон, кварц, минералы группы глин, окислы и гидроокислы железа, альбит, гипс, ангидрит, целестин, галит и др.

В природе доломит встречается в крупно-, мелко- и скрытокристаллических агрегатах, иногда мучнистых. Реже наблюдаются оолитовые, почковидные, ячеистые и другие агрегаты. Крупнокристаллические агрегаты доломита встречаются обычно в гидротермальных образованиях, а также среди карбонатных толщ, подвергшихся существенной перекристаллизации и метаморфизму. В породах осадочного происхождения, содержащих главные массы доломита, минерал доломит бывает представлен мелко- и скрытокристаллическими разновидностями.

По комплексу литологических признаков доломиты подразделяются на следующие основные типы: 1) кристаллические доломиты; 2) оолитовые доломиты; 3) доломиты с реликтовыми структурами замещения; 4) органогенные доломиты; 5) обломочные доломиты; 6) доломитовая мука.

Мрамором называется метаморфическая полнокристаллическая горная порода, состоящая в основном из зерен кальцита или доломита или из тех и других вместе. Кроме кальцита и доломита в мраморах почти всегда содержатся примеси других минералов, присутствие которых зависит от первоначального состава исходных карбонатных пород и физико-химических условий их метаморфизма. Из таких примесей встречаются: кварц, халцедон, графит, гематит, пирит, лимонит, хлорит, брусит, тремолит, флогопит, полевой шпат, рутил, гранат, турмалин и другие, а также органические соединения.

Большинство из перечисленных минералов наблюдается в мраморах лишь в виде единичных зерен, иногда некоторые из них содержатся в значительном количестве и определяют ряд важнейших физико-механических и технических свойств мрамора.

Примеси различно влияют на качество мрамора. Некоторые из них, например, лимонит и гетит, в одних случаях повышают декоративные качества мрамора, в других — снижают их, являясь, таким образом, вредными примесями. Другие примеси, например кварц, халцедон, кремень, не влияют на цвет и рисунок мрамора, но, присутствуя в значительном количестве, сильно затрудняют добычу и технологическую обработку мрамора. Кроме того, в этом случае мрамор непригоден для электротехнических щитов.

Хлорит, помимо его влияния на декоративные качества мрамора, концентрируясь в определенных направлениях в виде тончайших прослоев, обеспечивает легкое отделение глыб при добыче. Вместе с тем хлорит в виде тонких прослоев может вызвать раскалывание мраморных плит, являясь в этом случае уже вредной примесью.

Пирит и другие сульфиды обычно не оказывают влияния на цвет и рисунок мрамора, а также на процессы его добычи и технологической обработки, но при большом содержании они являются вредными примесями для мрамора, предназначенного для электротехнических целей.

Кроме того, сульфиды считаются вредной примесью и в облицовочном мраморе, так как, окисляясь, они образуют желтые и бурые пятна.

Среди мраморов наблюдается исключительное разнообразие окраски и рисунка, которое может удовлетворить почти любое требование архитектора и строителя.

Просвечиваемость, т. е. способность пропускать свет на некоторую глубину, очень резко повышает декоративные качества мрамора. Она не зависит от величины и формы зерен кальцита, а обуславливается согласной ориентировкой их оптических осей. Белые разновидности мрамора Прохорово-Баландинского месторождения (Урал) просвечивают на глубину до 1 см, белый мрамор Полевского месторождения (Урал) — до 2 см. Примеси, даже в незначительном количестве, резко снижают просвечиваемость мрамора или делают его совсем непросвечивающим. Просвечиваемость является особенно важным свойством для статуарного мрамора; наиболее ценные сорта такого мрамора (месторождение Каррара, Италия) просвечивают на глубину 3—4 см.

Основными свойствами, определяющими применение мрамора в электротехнике, являются его диэлектрические показатели, а из физико-механических — временное сопротивление изгибу и водопоглощаемость.

Основными потребителями карбонатных пород являются промышленное, жилищное и дорожное строительство, металлургия, производство вяжущих веществ и химическая промышленность. В меньших количествах они идут в стекольную, пищевую, бумажную, резиновую, полиграфическую и другие отрасли промышленности, а также в сельское хозяйство.

В металлургии применяются известняки и доломиты, назначение которых различно. Известняк при доменном процессе служит флюсом, применяемым с целью перевода в шлак бесполезных и вредных компонентов шихты. Флюсовые известняки должны быть кусковыми (размеры кусков 60—80 мм), механически прочными и содержать максимально возможное количество CaCO_3 . Вредными примесями являются фосфаты, сульфаты и пирит, так как фосфор и сера переходят в чугун. Нежелательны также балластные примеси в виде кремнезема и глинозема, вызывающие повышенный расход топлива и флюса. По существующим 'кондициям' флюсовые известняки для доменного производства должны содержать SiO_2 не более 4%, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ — не более 3%, MgO не более 3,5%, P_2O_5 не более 0,05%, SO_3 не более 0,35%. Применение в качестве флюса доломитовых известняков иногда желательно, так как магнезия делает шлаки более жидкими и снижает температуру их плавления.

Доломит применяется в качестве сырья для производства огнеупорного кирпича и заправочного материала, служащего для устройства и ремонта отдельных частей мартеновских печей и томасовских конверторов. Из доломита получают также металл магний.

В промышленности вяжущих веществ карбонатные породы являются основным видом сырья для производства силикатного и иных цементов, воздушной и гидравлической извести. Силикатный цемент, иначе называемый портланд-цементом, наиболее широко применяется в строительстве. Для его производства служат известняки и мергели, смешиваемые в определенных дозах с глинистыми породами. Некоторые виды мергелей, в которых кальцит и глинистое вещество находятся в требующемся для сырьевой смеси соотношении, применяются без добавки глины, и относятся к наиболее ценному сырью. Такие мергели называют «натуралами».

Существо производства цемента заключается в обжиге подготовленной и измельченной смеси или натурала и в последующем размоле спекшейся массы (т. е. цементного клинкера) до тонкого порошка, который и представляет собой цемент. Из возникающих при обжиге соединений важнейшей составной частью цемента является аллит ($3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$), обладающий способностью при взаимодействии с водой быстро твердеть и давать бетон высокой прочности. Для получения максимального количества аллита соотношения главных окислов (в вес. %) в составе сырьевой смеси должны иметь строго

определенные значения и рассчитываются по так называемому коэффициенту насыщения (КН):

$$\text{КН} = \frac{\text{CaO} - (1,65\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,35\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,7\text{SO}_3)}{2,8\text{SiO}_2}$$

Этот коэффициент указывает, какая часть СаО в клинкере связывается с кремнеземом в форме аллита, причем учитывается, что часть СаО вступит в соединение с глиноземом, окисью железа и серным ангидридом. Для лучших цементов коэффициент насыщения должен быть 0,90—0,95. При значении КН больше единицы часть окиси кальция в клинкере останется свободной и при твердении цемента будет гаситься позднее остальной массы, вызывая разрушения бетона.

Другими показателями пригодности известняков и мергелей для производства силикатного цемента служат силикатный и глиноземный модули, значение которых должны быть следующими:

$$\text{силикатный модуль } n = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} = \text{от } 1,7 \text{ до } 3,5;$$

$$\text{глиноземный модуль } p = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3} = \text{от } 1,0 \text{ до } 2,5.$$

При величине силикатного модуля ниже 2 сырьевая смесь оказывается легкоплавкой и вызывает затруднения при обжиге, а при величине более 3 трудно спекается и цемент медленно схватывается. От величины глиноземного модуля зависит скорость схватывания и твердения цемента — она тем больше, чем выше этот модуль.

Вредными примесями в цементном сырье являются магнезия и серный ангидрид, а для белого цемента — окись железа; содержание MgO должно составлять не более 3%, а содержание SO₃ — до 1,8%.

В производстве роман-цемента (сооружения из которого имеют относительно невысокую прочность) исходным сырьем служат известковистые и доломитовые мергели, глинистые и доломитистые известняки с содержанием глинистых частиц от 21 до 40%. Особо высококачественные цементы и цементы специального назначения производятся с введением в сырьевые смеси различных добавок — боксита (глиноземистый цемент), железной руды или колчеданных огарков (рудный портланд-цемент), кварца, трепела, опоки и др. Для производства воздушной (гашеной) извести применяются известняки и доломитистые известняки с содержанием глинистых примесей не более 2—8%, а MgO от 5 до 41%. Гидравлическую известь, твердеющую под водой, получают преимущественно из известняков, содержащих от 8 до 20% глинистого вещества.

В химической промышленности для производства соды, карбида кальция, едких калия и натрия, хлора, хлористой извести и ряда других продуктов применяются наиболее чистые и свободные от примесей известняки; максимально допустимые содержания нежела-

тельных и вредных примесей должны составлять не более 1—3% $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$; 0,8—1,5 MgO; 1—3% SiO_2 ; 0,05—0,15% S; 0,006—0,010% P.

В пищевой промышленности известняки и полученные из них известь и углекислый газ идут, например, для очистки свекольного сока при варке сахара, на производство 1 т которого расходуется до 0,5 т известняка; вредными примесями в этом случае являются кремнезем, сульфат кальция (гипс) и щелочи. В сельском хозяйстве известняк, доломит и получаемая из них известь применяются для известкования кислых почв; используются преимущественно легко размалывающиеся мягкие и рыхлые породы, а также отходы (мелочь) других производств.

Мел разделяется на комовой (кусовой) и молотый, а в зависимости от химического состава — на марки А, Б и В. Содержание углекислого кальция CaCO_3 в сырье марки А не менее 98%, Б—95%, В—90%. Предельная влажность для комового мела 12%, для молотого 2%. Мел, так же как известняк и доломит, широко применяется во многих отраслях промышленности: цементной, стекольной, сахарной, резиновой, бумажной, металлургической и химической. В очищенном виде мел используется в медицине, парфюмерной промышленности (зубные порошки, пасты) и др.

В строительном деле карбонатные породы применяются в их естественном виде или после некоторой механической обработки как строительные камни. Сюда относят бут, щебень, крошку, камень для кладки стен, облицовочный и декоративный камень, тротуарные плиты и т. п. В качестве таких камней пригодны известняки, доломиты и мрамор. Важнейшие требования к ним определяются необходимостью получения блоков и плит надлежащих размеров и формы, способных выдержать ту или иную механическую нагрузку, стойких в атмосферных условиях и при необходимости легко подвергающихся обтеске, распиловке, шлифовке и полировке.

Требования эти для каждого вида камня различны и регламентируются государственными стандартами и ведомственными техническими условиями. Пригодность породы для использования зависит от ее состава и внутреннего строения и определяется обычно путем механических испытаний. Временное сопротивление раздавливанию у известняков, доломитов и мраморов изменяется от 65 до 1900 кг/см². Механическая прочность и устойчивость их против выветривания сильно снижаются примесью глинистых частиц, поэтому мергели и глинистые известняки в качестве строительного камня не применяются.

Благодаря прочности, способности принимать полпровку, красивым рисункам и тонам окраски мрамор издавна применяется в архитектуре и скульптуре. Он употребляется как материал для облицовки зданий и интерьеров (Мраморный дворец в Ленинграде, ряд станций Московского и Ленинградского метрополитенов), для выполнения архитектурных деталей (колонны, карнизы, капители, решетки), произведений декоративного искусства и художественной

промышленности (вазы, фонтаны, скамьи, столешницы и т. д.). Применяются также резьба по мрамору, мраморная мозаика — наборные изображения из плиток, различных по форме и цвету. Мрамор — один из основных материалов, употребляемых при ваении скульптуры. Для исполнения скульптурных произведений служат лучшие сорта белого мрамора (часто с желтоватым, голубоватым или каким-либо другим оттенком), плотного, без прожилков и трещин, с однородным мелкозернистым строением, хорошо принимающего полировку. Из мрамора, обладающего высокими электроизоляционными свойствами, изготавливаются распределительные щиты.

Карбонатные породы в огромном большинстве случаев добываются открытыми работами — карьерами. Подземные способы добычи со вскрытием месторождения шахтами и штольными применяются редко, и производительность таких предприятий невелика.

Т а б л и ц а 26

Добыча карбонатных пород в среднем за 1963—1966 гг.
(в млн. т)

Порода	СССР	США	Мировая добыча
Известняк	154	335	1500
Мел	35	10	60
Доломит	11	6,5	40

Карбонатные породы используются в промышленности в громадных количествах (табл. 26). Оптовая цена 1 т карбонатных пород колеблется от 0,5 до 2 руб. в СССР и от 1 до 3 долларов в США.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основная масса карбонатных пород образовалась осадочным путем в морских бассейнах. По имеющимся подсчетам, карбонатные породы составляют примерно 20% по весу от всех осадочных образований земной коры. На долю известняков, мергелей и мела из этого количества приходится около 12%, а на доломиты и мраморы 8%.

Образование карбонатных пород в морских и озерных условиях происходило в результате химического осаждения, жизнедеятельности организмов и за счет известнякового обломочного материала. В соответствии с этим выделяются три главных генетических типа карбонатных пород, отвечающих основным их литологическим разновидностям: хемогенные, органогенные и обломочные.

Громадные массы извести получают в результате химического выветривания различных горных пород. При разрушении плагиоклазов и других кальциевых минералов кальций переходит в раствор и выносятся. Поверхностные воды переносят известь главным образом в растворенном состоянии в виде раствора бикарбоната кальция — $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Некоторая часть извести может переноситься

в коллоидном состоянии в виде известковой мути, т. е. мельчайших частичек углекислого кальция. Однако наличие такой мути возможно лишь при условии насыщения воды ионами Ca^{2+} и $(\text{HCO}_3)^-$. Чем больше в воде растворенного бикарбоната кальция, тем вода, как говорят, более «жесткая». Пресные поверхностные и грунтовые воды более «жесткие», чем морская вода, т. е. содержат значительно больше растворенной извести. В процессе миграции растворов почти вся известь сноится в море, где и происходит выпадение осадка. Подсчитано, что общее количество CaCO_3 , сносимого в моря и океаны, достигает почти 560 млн. т в год.

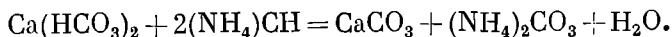
Для того, чтобы из раствора бикарбоната кальция выпал и сохранился осадок углекислого кальция, необходимы определенные физико-химические условия. Эти условия определяются, прежде всего, содержанием в воде растворенной углекислоты. Химическая реакция $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 = \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ обратима и может идти вправо лишь при условии удаления углекислоты. Чем меньше в воде растворено CO_2 , тем больше вероятности выпадения известкового осадка, т. е. тем благоприятнее условия его накопления. Содержание CO_2 в воде зависит главным образом от температуры, поэтому последняя определяет и ход указанной выше реакции. При повышении температуры растворимость CO_2 в воде уменьшается и повышение температуры способствует выпадению известкового осадка. Отсюда понятно, почему известняки являются осадочными образованиями, свидетельствующими о теплом климате в период осадконакопления.

Удаление CO_2 может быть вызвано и движением воды в зоне прибоя. Поэтому зона прибоя особенно благоприятна для осаждения извести в виде оолитов или для сохранения известковистых органических остатков (раковин) или обломков известняков, слагавших берега моря.

Спокойные бассейны, в которых происходит отложение известкового ила, не могут быть особенно мелкими, так как верхние слои воды насыщаются углекислотой из воздуха, которая препятствует выпадению извести в осадок. Однако это и не глубокие водные бассейны, так как большая глубина и, следовательно, большое давление задерживают удаление углекислоты.

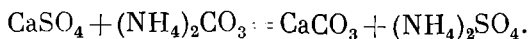
Удаление CO_2 может происходить и в результате жизнедеятельности некоторых организмов. Известно, например, что зеленые водоросли поглощают углекислоту из морской воды и этим способствуют выпадению известкового осадка.

Распад бикарбоната кальция в морской воде происходит не только в результате удаления CO_2 . Некоторые бактерии (*Pseudomonas calcis*), разлагая азотистые соединения и выделяя аммиак, способствуют распаду бикарбоната кальция согласно реакции



Аммиак получается и при разложении почти всех организмов после их гибели. Это также способствует распаду $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. При разложе-

нии организмов может получиться и углекислый аммоний, который, взаимодействуя с растворенными в воде сульфатами кальция, тоже способствует выпадению известкового осадка, согласно реакции



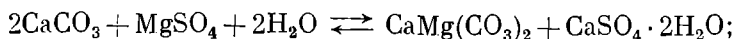
Жизнедеятельность многих морских организмов способствует накоплению нерастворимого кальция в бассейне. Большинство организмов строят скелет или защитные формы из углекислого кальция. Большая часть их живет в условиях, благоприятных для сохранения известкового скелета, т. е. опять-таки в теплых морях, прибрежной зоне и т. п., где пониженное содержание CO_2 препятствует растворению их раковин. Однако у некоторых организмов (например, у глобигерин) известковые раковины покрыты особым кератиновым слоем, предохраняющим их от растворения. Этим объясняется накопление части известковых осадков (глобигериновые илы) и в неблагоприятной химической обстановке.

Обломочные известняки формировались в мелкоморье за счет разрушения и переотложения на месте полностью или частично литифицированного кальцитового осадка, а также разрушения берегов бассейна, сложенных известняками, и отложения принесенного терригенного карбонатного материала.

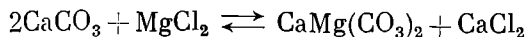
В континентальных условиях известняки и близкие к ним породы осаждались в бассейнах озерного типа, выпадали из вод источников (известковые туфы, травертины), возникали в результате процессов инфильтрации (натечи) и инфильтрационного метасоматоза и, в частности, процесса раздоломичивания.

Доломиты по происхождению подразделяются на две главные генетические группы: экзогенные и эндогенные. Главная масса доломитов образовалась экзогенным путем в морских условиях. В вопросе о генезисе доломитов наибольшую сложность представляет проблема, связанная с механизмом осаждения доломитов из морской воды.

В настоящее время многие ученые считают, что основным способом образования доломитов является диагенетическое преобразование известкового ила в условиях повышенной солености морского бассейна. При таком способе образования вначале осаждается обычный известковый ил, но поскольку этот осадок выпадает в бассейнах с повышенной соленостью, т. е. в полужамкнутых мелководных лагунах, то он сразу же вступает в химическое взаимодействие с содержащимися в сильно соленой морской воде солями магния. Эти обратимые реакции могут быть выражены следующими уравнениями:



(реакция Гайдингера)



(реакция Мариньяка).

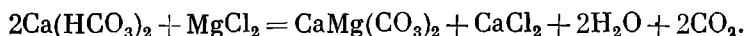
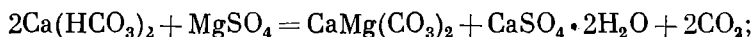
Эти реакции могут проходить при нормальной температуре и нормальном давлении только в присутствии NaCl, которого в сильно соленой воде более чем достаточно.

Приуроченность доломитов к толщам осадочных пород, свидетельствующих о засолении бассейнов, постоянная примесь гипса, ангидрита и солей в самих доломитах, отсутствие органических остатков и полная перекристаллизованность осадка — все это говорит в пользу такого диагенетического способа образования доломитов.

Присутствие углекислого вещества и битумов во многих доломитах требует допущения привноса органического вещества в бассейны, в которых происходило превращение известкового ила в доломит. Такой привнос, как показал В. Б. Татарский (1939), не только не препятствует превращению известкового ила в доломит, но и способствует этому процессу. Образующийся при разложении органического вещества углекислый аммоний не только способствует выпадению известкового ила, но и, реагируя с растворенным в морской воде сульфатом магния, вызывает образование основной углекислой соли магния — $Mg_4(CO_3)_2(OH)_2$, которая, вступая во взаимодействие с известковым илом, дает доломит.

Образование доломитов путем непосредственного выпадения из морской воды доломитового осадка несомненно имеет место. Среди современных осадков «доломитовый» ил — исключительно редкое образование, но в прошлом, благодаря иным климатическим условиям, иной физико-химической обстановке в бассейнах, он был более распространенным.

Н. С. Курнаков (1917) первый предположил, что при слиянии жестких пресных и сильно соленых вод происходит выпадение доломитового осадка по реакции



Таким путем, по-видимому, образуется сейчас доломитовый осадок при впадении р. Иордан в Мертвое море.

Н. М. Страхов (1956), изучая образование доломитового ила в восточных заливах оз. Балхаш, пришел к выводу, что для непосредственного выпадения доломита из морской воды необходимо: 1) значительное содержание ионов магния в воде; 2) большая насыщенность воды различными карбонатными и бикарбонатными солями; 3) щелочной характер среды ($pH > 8,3$). В современных морях воды менее щелочные ($pH < 8,3$), а насыщенность карбонатами в 3—6 раз меньше, чем необходимо для выпадения доломита. Поэтому, вероятно, сейчас и не выпадает «доломитовый» ил. В прошлом, когда содержание CO_2 в атмосфере было значительно выше, в морских бассейнах могли существовать благоприятные условия для химического выпадения доломита.

Образование доломита в результате доломитизации известняков также возможно, но такие доломиты не имеют большого распространения. Эта доломитизация вызывается действием подземных вод, обогащенных магнием. Подземные воды могут обогащаться магнием при прохождении их через толщи доломитов, ультраосновных изверженных пород и т. п. Полное замещение кальция доломитом при этих вторичных изменениях известняка редко имеет место. Обычно образуются доломитизированные известняки, широко распространенные, например, среди глауконитовых силурийских известняков Ленинградской области.

Кроме экзогенных существуют также доломиты эндогенного происхождения. Это доломиты гидротермальные и гидротермально-метасоматические.

Гидротермальные доломиты образовались в результате выпадения минерала доломита из гидротермальных растворов, циркулировавших по трещинам и пустотам в земной коре. При этом возникали главным образом месторождения жильного типа.

Гидротермально-метасоматические доломиты образовались в результате обработки известняков магниезиальными гидротермами или ультраосновных пород — растворами, богатыми CO_2 . В обоих случаях происходили процессы химического взаимодействия между минерализованными растворами и первоначальными породами. Залежи этого типа образуют тела неправильной формы, штокверки.

Контактные залежи крупнозернистых доломитов, мраморизованных доломитов и доломитовых мраморов, часто скарнированных, образовались в результате контактового метасоматоза при воздействии на известняки или нормальные доломиты магниезиальных растворов, выделенных интрузивными массивами. Перекристаллизация осадочных доломитов могла последовать и в результате температурного воздействия при нормальном контактовом метаморфизме.

При региональном метаморфизме толщи осадочных доломитов преобразуются в слоистые и массивные мраморизованные доломиты и доломитовые мраморы.

Из всех перечисленных генетических типов доломитов основное практическое значение имеют доломиты морского осадочного происхождения — диагенетические и хемогенные.

Мраморы. Месторождения мраморов делятся на два основных генетических типа:

1. Мраморы, образовавшиеся перекристаллизацией известняков в условиях регионального метаморфизма.

2. Мраморы, образовавшиеся перекристаллизацией известняков в условиях контактово-термального метаморфизма.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как в Советском Союзе, так и в зарубежных странах залежи известняков, мергеля, доломита, мела, мрамора и других видов карбонатного сырья огромны, они встречаются среди осадочных

отложений всех геологических систем — от докембрийских до четвертичных. Распределены они, однако, неравномерно и по литологическим особенностям, минеральному и химическому составу от системы к системе несколько изменяются. На Русской платформе, например, карбонатные породы в палеозое составляют до 60% общего объема осадочных отложений и представлены преимущественно известняками и доломитами, тогда как в мезозое и кайнозое объем карбонатных пород не превышает 20%, а наиболее распространенными из них являются мел и мергели, а известняков и доломитов мало. Максимальное распространение карбонатные породы имеют в верхнем силуре, верхнем девоне, нижнем, среднем и верхнем карбоне, нижней перми и верхнем мелу. Чистые доломиты и мраморы чаще встречаются среди наиболее древних осадочных отложений и редко — среди молодых.

Промышленность использует известняки, мергели, доломиты разного геологического возраста в зависимости от их наличия в каждом экономическом районе, химического состава, физико-механических свойств и доступности для дешевой разработки.

В СССР выявлены и определены запасы известняков, мергелей и доломитов на много десятков лет работы развивающегося строительства жилых и производственных помещений, металлургической и химической промышленности, сельского хозяйства и т. д. Однако эти разведанные запасы распределены по Советскому Союзу неравномерно и не обеспечивают необходимого рационального географического размещения новых цементных заводов и предприятий, потребляющих в больших количествах этот вид минерального сырья.

Восточные районы Советского Союза, за пределами Уральского хребта, имеют разведанных запасов известняков, мергелей и доломитов намного меньше по сравнению с западными районами. В то же время и западная часть СССР располагает областями, в пределах существующих железных дорог и водных магистралей, в которых не найдено кондиционное карбонатное сырье для цементной, металлургической и химической промышленности.

В европейской части СССР имеются крупные залежи известняка, доломита и мергеля, расположенные на больших площадях, при мощности продуктивного слоя, доходящей до 50—100 м. Крупные месторождения известняка разрабатываются в Московской, Тульской, Рязанской, Челябинской, Свердловской, Ленинградской, Новосибирской, Кемеровской областях, в Красноярском крае, Казахской ССР и др.

Промышленные месторождения высококачественного мергеля используются цементными заводами Новороссийской группы, в Донецкой и Воронежской областях. Менее качественные мергели используются заводами Московской и Челябинской областей. Некоторые месторождения мергеля характеризуются крупными пластообразными залежами мощностью до 100 м. Менее мощные месторождения мергеля, частично доломитизированного, выявлены в Крымской, Смоленской, Луганской, Курской, Гомельской и других областях.

Добыча доломита для нужд металлургии производится на крупных централизованных предприятиях (Билимбаевское, Новотроицкое, Никитовское, Ямское, Шелковское месторождения), а также на карьерах, принадлежащих отдельным заводам (Лисьегорское, Большая Гора). Централизованным является также снабжение доломитом стекольных заводов (Осугский, Банинский, Ямской и другие карьеры).

Советский Союз располагает огромными запасами мела, но распределены они по территории крайне неравномерно. Около 55% всех запасов мела сосредоточено в южных и центральных областях европейской части РСФСР (Брянская, Белгородская, Курская, Воронежская, Волгоградская, Ростовская, Куйбышевская, Ульяновская, Саратовская, Пензенская, Смоленская, Калужская области и Мордовская АССР), более 30% запасов мела находится на территории УССР и примерно 13% на территории БССР. Остальные 2% общесоюзных запасов приходится на долю Актюбинской и Гурьевской областей Казахской ССР и на небольшие месторождения в Литовской и Грузинской республиках. Вся азиатская часть Советского Союза, север европейской части Союза, республики Средней Азии и Закавказья (за исключением Грузии), Молдавия, Латвия, и Эстония не имеют промышленных месторождений мела.

В РСФСР и УССР имеется много крупных месторождений мела, запасы которых характеризуются цифрами порядка 20—30 млн. *т*, а на некоторых из них разведанные запасы превышают 100 млн. *т* (Фокинское, Русско-Ковнопельское, Орловские Дворики в Брянской области, Белгородское в Белгородской области, Кременское в Ульяновской области, Вольское в Саратовской области и др.). Крупными месторождениями на Украине являются Шебелинское, Купянское, Шидловское и др.

На базе меловых месторождений в Советском Союзе построены и работают ряд крупных цементных заводов, организовано производство извести, молотого и технического мела.

Природный мел является местным сырьем и не выдерживает дальних перевозок. Вследствие этого практическое значение могут иметь только месторождения, расположенные вблизи перерабатывающих или потребляющих заводов, или находящиеся вблизи железнодорожных станций и водных путей. Более или менее дальние перевозки может выдержать только высококачественный мел, используемый в производстве резины и в химической промышленности.

В капиталистических странах залежи мела встречаются в больших количествах во Франции (Парижский район), в Англии — на берегах Ла-Манша, между Дувром и Брайтоном; на побережье Балтийского моря и на Датских островах и др. В США меловые месторождения имеются только в центральном и южном районах. Качество мела здесь очень низкое; США вынуждены ввозить высокие сорта мела из Англии, Франции, Бельгии и Дании.

В СССР известно до 200 месторождений мрамора и мраморизованного известняка, из них разрабатывается около 25. Постоянная добыча декоративного мрамора ведется в карьерах: Коелгинском

(Урал) — белый мрамор с мелкими буроватыми пятнышками; Баландинском (Урал) — белый мрамор с оттенками слоновой кости и мягким облачным рисунком; Тагильском (Урал) — красный и сиреневый брекчиевидный мрамор с причудливым жилковато-пятнистым рисунком; Шрошинском и Салиетском (Грузия) — красный мрамор с беловато-серыми пятнами; Лопотском и Сванетском (Грузия) — серо-белый мрамор с извилисто-ленточным рисунком; Агверанском (Армения) — розовый мрамор с тонкой сеткой красных жилок; Газганском (Узбекская ССР) — серый и розовый мрамор различных оттенков; Казиевском (Украина) — серый пятнистый мрамор. Лучшие сорта белого прозрачного мелкозернистого мрамора из месторождений СССР служат материалом для ваяния.

Из зарубежных месторождений мрамора большой известностью пользуются месторождения Италии (Каррарское, где добывается лучший в мире мрамор для ваяния — белый, прозрачный, легко поддающийся полировке) и Греции (Паросское, где добывается мрамор цвета слоновой кости, Пентелийское, Гиметское и др.). Крупные месторождения мрамора имеются во Франции, Норвегии, США и других странах.

В дореволюционной России добыча карбонатного сырья была сосредоточена в основном на Северном Кавказе, в Поволжье, Центрально-Черноземном районе и на Украине. На долю этих районов в 1913 г. падало 80% всей добычи карбонатного сырья, а на районы Востока — менее 5%.

Проведенное широким фронтом уже в довоенный период и особенно в послевоенные годы сооружение цементных заводов на Урале, в Сибири, на Дальнем Востоке, в Казахстане и республиках Средней Азии, где ведется особенно интенсивное капитальное строительство, обеспечило более быстрый рост добычи карбонатного сырья на Востоке страны. Благодаря этому удельный вес восточных районов в общесоюзной добыче карбонатного сырья повысился в 1940 г. до 20%, а в 1960 г. до 36%. Если общая добыча карбонатного сырья в 1960 г. увеличилась по сравнению с 1940 г. в 8 раз, то на востоке она возросла за этот же период в 15 раз. В результате дальность перевозок карбонатного сырья и цемента всеми видами транспорта только за последние 10 лет сократилась в среднем с 700 до 550 км. Однако несоответствие в размещении добычи карбонатного сырья и потреблении его по промышленным районам еще не устранено. Так, например, в 1960 г. добыча карбонатного сырья в Северо-Западных районах СССР составляла около 60% от фактического его потребления, в Казахстане и республиках Средней Азии примерно 70%, а на Северном Кавказе почти 130% и т. д. Все это вызывает излишнюю загрузку транспорта и удорожание сырья в пунктах потребления.

Следовательно, весьма важной проблемой в поисках и разведке месторождений карбонатного сырья является улучшение их географического размещения, т. е. открытие и освоение промышленных месторождений вблизи железных и шоссейных дорог и водных магистралей, а главное — недалеко от основного потребителя.

Новороссийские месторождения. Новороссийские месторождения цементных мергелей — «натуралов» приурочены к юго-западному крылу крупной антиклинальной складки, вытянутой вдоль северо-восточного берега Черного моря более чем на 50 км. В ядре складки располагаются песчано-глинистые отложения нижнего мела, а ее

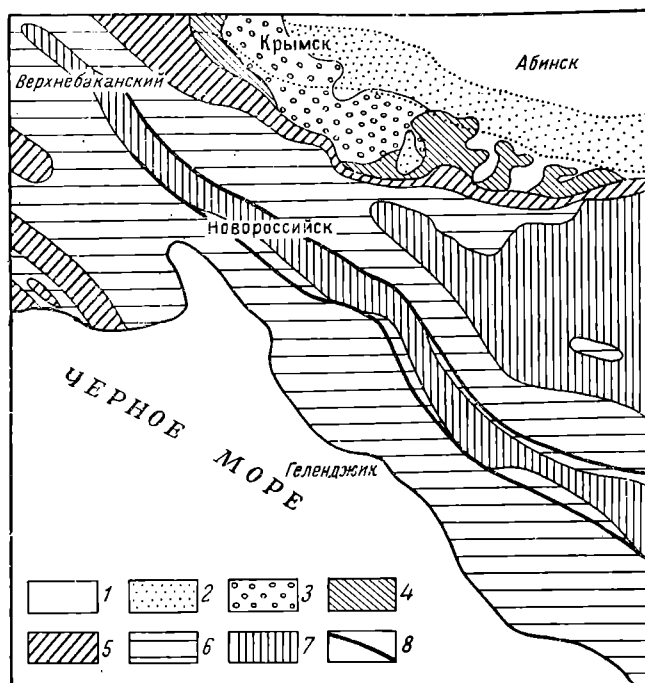


Рис. 92. Схематическая геологическая карта Новороссийского района.
По С. В. Константинову и П. И. Ивченко

1 — четвертичные отложения; 2 — плейстоцен (Ng); 3 — миоцен (N₁); 4 — олигоцен (Pg₂); 5 — эоцен (Pg₁); 6 — верхний мел (Cr₂); 7 — нижний мел (Cr₁); 8 — граница выходов цементной («стопластовой») свиты

крылья сложены породами верхнего мела. Складка имеет изоклиналиное строение. Юго-западное крыло ее опрокинато и падает на северо-восток под углами от 30 до 80°; оно образует так называемый Маркотхский хребет, на склоне которого, обращенном к Черному морю, работают пять крупнейших цементных заводов (рис. 92).

Верхнемеловые отложения образованы толщей известково-мергелистых пород мощностью до 2000 м. Эта толща состоит из многократно повторяющихся тонких (средней мощностью 15—20 см) слоев нескольких разновидностей известняков и мергелей с подчиненными им еще более тонкими прослоями песчаников и глин, обычно также известковых. Различают следующие виды пород: 1) «высокие»

известняки, содержащие более 83% CaCO_3 ; 2) «натуралы», т. е. мергели и глинистые известняки с содержанием 75—83% CaCO_3 ; 3) «романчики» — мергели с содержанием 60—75% CaCO_3 ; 4) «трескуны», представляющие собой мергелистые сланцы с содержанием 39—60% CaCO_3 ; 5) «дикари», к которым относятся известково-глинистые песчаники и песчаные известняки; 6) «подмазки», т. е. мягкие известковые и неизвестковые глины, образующие особо тонкие (1—3 см) прослои.

Для производства цемента пригодна и используется лишь часть толщи, которая имеет мощность 250—300 м и выделяется в качестве маркотхской цементной свиты. В зависимости от преобладающего состава слоев свиту подразделяют на четыре подсвиты или пачки, имеющие разное практическое значение:

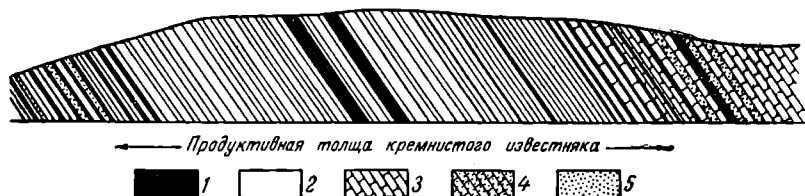


Рис. 93. Разрез «стопласовой» цементной свиты

1 — сланцевые глины; 2 — кремнистые известняки и «романчики»; 3 — известняки с содержанием CaCO_3 > 82,5%; 4 — «дикари» (известковистые песчаники); 5 — плитчатые песчаники

1) подсвита «высоких» известняков слагает в юго-западном крыле висячий бок свиты и примерно на 70% состоит из «высоких» известняков; мощность ее изменяется в пределах 60—130 м;

2) подсвита (пачка) «трескунов», состоящая из примерно равных количеств «трескунов» и «натуралов» с прослоями «подмазки» и «дикарей»; мощность подсвиты 20—30 м;

3) подсвита «натуралов», иногда называемая «стопласовой свитой», в которой собственно натуралы составляют около 70—75%, мощность подсвиты 60—70 м (рис. 93);

4) подсвита «низких» мергелей, в которой преобладают «романчики».

Особо ценными являются мергели из свиты «натуралов»; они обладают коэффициентом насыщения около 0,9, обжигаются без предварительного тонкого дробления и перемешивания, без глинистых добавок и дают высококачественный силикатный цемент. Высокие известняки и низкие мергели («романчики», «трескуны») идут в производство во взаимной смеси.

Ежегодная добыча цементных мергелей из Новороссийских месторождений составляет около 3,2 млн. т.

По генетическому типу Новороссийские месторождения цементного сырья относятся к морским осадочным образованиям складчатых областей.

Билимбаевское (Сухореченское) месторождение. Это месторождение, находящееся в 2 км к западу от пос. Билимбай (Урал), имеет большое экономическое значение, так как служит базой доломитового огнеупорного сырья для 25 металлургических и машиностроительных заводов Урала, в том числе Ново-Тагильского, Верх-Исетского, Алапаевского, Лысьвенского, Серовского, Уфалейского, Уральского завода тяжелого машиностроения и многих других.

Месторождение сложено карбонатными породами живетского яруса среднего девона, падающими на юго-восток под углом 45° и образующими крыло антиклинальной складки второго порядка. Карбонатные породы представлены доломитами, доломитизированными известняками и известняками при преобладании первых.

Средний химический состав доломитов: MgO 18,45%; CaO 23,17%; SiO_2 1,65%; R_2O_3 0,78%; S 0,038%; P 0,006%; п. п. п. 45,04%.

По генетическому типу Билимбаевское месторождение доломитов относится к морским осадочным образованиям складчатых областей.

Вольские месторождения. Месторождения цементного сырья Вольского района располагаются на правом берегу р. Волги у г. Вольска Саратовской области. В геологическом строении района принимают участие меловые и третичные отложения. Самыми древними породами, представляющими практический интерес для цементной промышленности, являются глины альбского яруса нижнего мела, имеющего общую мощность 44 м. Выше залегают мергели и мергелистый мел верхнего мела мощностью 10—15 м. Еще выше они сменяются чистым и однородным белым писчим мелом, принадлежащим к маастрихтскому ярусу верхнего мела и имеющим мощность около 60 м. На размытой поверхности верхнемеловых отложений лежат палеогеновые светло-желтые и желтоватые опоки мощностью 60—80 м, слюдисто-глауконитовые песчаники (мощность 30—40 м), — пески с прослоями кварцевых песчаников (мощность 40—60 м), сменяющиеся затем песками и глинами неогена и четвертичными отложениями.

За исключением четвертичных, все отложения содержат фауну, позволяющую подразделить их на ярусы. Слои залегают полого и лишь слабо наклонены на юго-запад (падение 1—6 м/км), вследствие чего постепенно уходят под уровень Волги.

Сырьем для производства цемента служат мел маастрихта и глины альба. В качестве добавки, сокращающей сроки схватывания цемента, применяются опоки палеогена.

По химическому составу мел вольских месторождений является очень чистым и содержит от 91 до 97% CaCO_3 ; содержание других компонентов составляет: SiO_2 1,9—6,0%; Fe_2O_3 0,5—0,8%; Al_2O_3 0,7—1,7%; MgO 0,4—0,7; P_2O_5 0,1—0,2%; S 0,4%; SO_3 0,2—0,3%.

Химический состав глин: SiO_2 61—65%; Fe_2O_3 4,5—5,0%; Al_2O_3 12—15%; CaO 2—4%; MgO 1—2%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 3—4%; S 0,3—0,9%; SO_3 0,4—0,6%.

В Вольском районе работают четыре крупных цементных завода, которые в течение 1956 г. использовали для получения цемента 1506 тыс. *т* мела, 268 тыс. *т* глины и 398 тыс. *т* опок.

По генетическому типу Вольское месторождение мела является органогенно-химическим морским осадочным.

ЛИТЕРАТУРА

Борзунов В. М. Мел. Госгеолтехиздат, 1962. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 6, изд. 2.)

Виноградов С. С. Известняки. Госгеолиздат, 1951. (Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 9.)

Виноградов С. С. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям известняков. Госгеолтехиздат, 1954.

Виноградов С. С. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям доломитов и магнезитов. Госгеолтехиздат, 1955.

Виноградов С. С. Известняки. Госгеолтехиздат, 1961. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 10, изд. 2.)

Виноградов С. С. Доломиты. Госгеолтехиздат, 1961. (Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 17.)

Дыбков В. Ф. Карбонатные породы. В кн.: «Курс месторождений полезных ископаемых» (под ред. П. М. Татарникова и А. Г. Бетехтина), Госгеолтехиздат, 1964.

Заварицкий В. А. Петрография. Часть II. Осадочные и метаморфические породы. Изд. Ленингр. горн. ин-та (ротопринт), 1961.

Курпиков Н. С. [и др.] О метаморфизации соляных рассолов. Отчет о деят. Комисс. по изуч. естеств. производ. сил России, № 9, 1917.

Рояк С. М. и Шнейдер В. Е. Цементное сырье. Госгеолтехиздат, 1962. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 52, изд. 2.)

Соловьев Д. В. Мрамор. Госгеолиздат, 1946. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 4.)

Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.

Тагиров К. Х. и Варпаховский С. П. Известняк. Госгеолиздат, 1946. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 10.)

Ферсман А. Е. Мрамор. В кн.: «Нерудные ископаемые». Изд-во АН СССР, т. 2, 1927.

Глава 23

ПЕСОК И ГРАВИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Песок и гравий относятся к рыхлым и сыпучим геологическим образованиям, состоящим из нецементированных мелких обломков и зерен различных минералов и горных пород. При геологических работах принимают, что в песках размеры зерен изменяются от 0,01 до 2 мм, в гравии — от 1—2 до 10 мм. Вследствие несовершенной сортировки материала по крупности песок и гравий никогда не бывают однородными, и разделение их на группы производится по

размерам преобладающей фракции. Пески с преимущественной величиной зерен от 0,01 до 0,25 мм считаются мелкозернистыми, 0,25—0,5 мм — среднезернистыми, 0,5—1 мм — крупнозернистыми и 1—2 мм — грубозернистыми. Гравий разделяют на крупный (5—10 мм), средний (2—5 мм) и мелкий (1—2,5 мм). Четких границ между песками и гравием нет, иногда мелкий гравий называют грубым песком. По форме зерна бывают как угловатыми, так и в разной степени окатанными.

Указанное деление на пески и гравий и классификация их по крупности не являются общепринятыми, и в различных отраслях народного хозяйства, применяющих пески и гравий, существуют свои классификации, учитывающие также и степень разнородности материала.

По минеральному составу пески могут быть мономинеральными, но обычно они смешанные и состоят из двух или нескольких минералов. Чаще преобладает кварц, в подчиненных количествах и в виде примесей присутствуют полевые шпаты, слюды, глинистые, известковистые и железистые частицы, обломочки горных пород, иногда скелеты организмов. Близкими к мономинеральным являются кварцевые пески, в которых содержание кварца составляет не менее 80%, а суммарное содержание кремнезема — не менее 90%; изредка встречаются нефелиновые, полевошпатовые, эпидотовые и другие пески.

Цвет наиболее распространенных песков обычно красновато- или буровато-желтый и землистый; он обусловлен наличием примесей, чаще всего окислов железа; кварцевые пески обладают серой окраской. Иногда пески интенсивно окрашены окислами железа и другими соединениями в желтый, красный и зеленый цвета.

Гравий в природе почти всегда образует смесь с песком в виде песчано-гравийного или гравийно-песчаного материала, в котором содержание песка варьирует от 10 до 90%; часто в этом материале содержатся также крупные обломки и валуны различных горных пород; чисто гравийные образования, свободные от песка, встречаются крайне редко.

По минеральному и петрографическому составу гравий, как правило, также неоднороден и чаще всего состоит из обломков гранита, гнейса, диабазы, кварцита, кремня, кварца и других твердых горных пород и минералов. Нередко, однако, в гравии обнаруживаются и обломки относительно мягких пород — сланцев, известняков, доломитов, песчаников; известны месторождения, в которых гравийный материал представлен какой-либо одной породой, например известняком.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Применение песков и гравия в народном хозяйстве основывается на различных физических и химических свойствах этих обломочных пород.

1. Пески и гравий используются в качестве инертных и отошающих материалов, подвергающихся лишь механическим или термическим воздействиям и не испытывающих химических преобразований. Они применяются в производстве ряда строительных материалов и смесей, используемых непосредственно в строительстве (производство строительного кирпича, наполнители в бетоне, вяжущих растворах, штукатурных и асфальтовых массах, дорожностроительные материалы). Пески идут также для изготовления литейных форм. Пригодность песка и гравия для названных целей определяется: способностью хорошо заполнять пространство и создавать плотный и прочный каркас, в нужных случаях обладающий достаточной пористостью; способностью прочно сцепляться с вяжущими компонентами; механической прочностью отдельных зерен и всего каркаса в целом; устойчивостью к климатическим воздействиям.

2. Применение песков как сырья для химической переработки с целью получения новых продуктов — стекла, карборунда, жидкого стекла, ферросилиция. В этом случае качество песков определяется по их химическому составу, т. е. содержанию кремнезема и вредных примесей, к которым относятся окислы железа и титана, глинозем, известь, магния и фосфорный ангидрид.

3. Пески используются как абразивный материал для распиловки, очистки, шлифовки и полировки камня и для очистки металлических отливок (пески для дутья). Вместе с фильтровальными песками, идущими для очистки вод, качество таких песков также оценивается на основе их физических свойств — однородности, твердости, размеров и формы зерен.

Гравий и пески при изготовлении искусственного камня имеют очень большое значение: они уменьшают усадку камня при твердении и сокращают расход вяжущих веществ, снижая стоимость сооружений. В бетонной смеси, например, наполнители и вода составляют 85—90% ее веса, цемента же расходуется лишь около 10—15%.

В зависимости от назначения готовых продуктов требования к наполнителям различны. При получении тяжелых бетонов в качестве наполнителей применяются щебень, гравий и пески; щебнем в этом случае называют продукт дробления твердых и плотных горных пород разного происхождения. Щебень и гравий должны иметь объемный вес не менее 2 г/см^3 , размерность зерен от 3 до 70 мм, достаточное содержание мелких фракций, заполняющих пространство между крупными обломками. Нежелательны обломки лещадной (пластинчатой) и игловатой формы, содержание которых не должно превышать 15%; содержание обломков выветрелых и слабых пород допустимо не более 15%. Песок, необходимый для заполнения мелких пустот в щебне и гравии, должен быть разнозернистым, желательны зерна остроугольной формы, лучше сцепляющиеся с цементом и обеспечивающие бетону большую механическую прочность.

Предел прочности бетонов на испытываемом наполнителе должен составлять 120—150% от требуемой марки бетона; широко применимы бетоны марок 200 и 300, т. е. с временным сопротивлением сжа-

тию 200—300 кг/см². Вредными примесями в песке и гравии являются: слюды, слабо сцепляющиеся с цементом (допустимо не более 0,5%); комки глины и суглинка; глинистые и пылевидные частицы, обволакивающие зерна песка и гравия в виде пленок и препятствующие сцеплению с цементом (допустимо не более 2%); пирит, гипс и другие сернистые и сернокислые соединения (допустимое содержание в пересчете на SO₃ не более 1%); органические вещества в виде древесины, растительных остатков, угля, торфа и др.

Для легких бетонов, обладающих малой теплопроводностью и объемным весом менее 1800 кг/м³, требуются иные наполнители — щебень и песок из пемзы, вулканического шлака, вулканического и известкового туфов, пористого известняка, известняка-ракушечника, диатомита, трепела, опоки, а также искусственные пористые заполнители из керамзита, вспученного перлита, вермикулита, пористого и гранулированного металлургического шлака.

В дорожном строительстве песок и гравий наряду со щебнем используются для баллаستировки железнодорожных путей. Требования к щебню и гравию те же, что и при изготовлении тяжелого бетона, пески предпочтительны крупнозернистые кварцевые и с угловатой формой зерна; содержание пылеватых, илистых и глинистых частиц размерами менее 0,1 мм допустимо не более 10%. Такой материал обеспечивает высокую устойчивость пути, легко пропускает воду и быстро просыхает, предотвращая загнивание шпал. При строительстве автомобильных дорог для подстилающего слоя применяются однородные пески разной крупности, достаточно хорошо фильтрующие, в песке допускается до 50% зерен гравия размером до 40 мм. В асфальто- и дегтебетонные смеси для дорожных покрытий идет крупнозернистый песок без посторонних примесей с содержанием глинистых частиц не более 2—3%.

Для кладочных и штукатурных растворов применяются такие же пески, как и для тяжелого бетона, но с большими допусками в отношении ряда показателей.

В производстве строительного кирпича песок служит отошающей добавкой для жирных глин, а при изготовлении силикатного кирпича является главным компонентом, составляющим 90—95% сырьевой смеси. В обоих производствах применимы разные по составу пески, супеси и суглинки, пригодность которых в каждом случае проверяется испытанием опытных образцов изделий.

В литейном деле пески применяются для изготовления форм и стержней, т. е. сердечников, вставляемых в форму для образования в отливке полости. Такое применение песков основано на их высокой огнеупорности, т. е. способности выдерживать без размягчения температуры, превышающие 1500° С. Это свойство связано с высоким содержанием в песках кварца и зависит также от размеров зерен, их формы и содержания вредных примесей — серы, щелочей и окиси железа. Формовочные пески должны обладать также пластичностью, прочностью и газопроницаемостью. Под пластичностью понимается способность песков принимать под давлением точный отпечаток

модели и сохранять этот отпечаток после снятия давления; прочностью называют способность изготовленных форм выдерживать различные механические воздействия, имеющие место при транспортировке и сборке формы, а также при заливке расплавленного металла. Оба эти свойства обеспечиваются применением глинистых кварцевых песков (с содержанием глинистого вещества до 50%) или добавкой глины в чистые кварцевые пески. Глинистое вещество придает форме необходимую прочность; оно должно лишь обволакивать зерна тонким слоем и связывать их, но не заполнять пространство полностью, так как в этом случае у формовочной массы резко снижается газопроницаемость. Последняя необходима для свободного удаления выделяющихся при заливке металла газов и тем выше, чем однороднее зернистость песка.

Требования промышленности к качеству формовочных песков, применяемых при литье разных металлов, различны. Чистые кварцевые пески идут преимущественно на изготовление форм для стального литья и стержней для чугунного литья, глинистые кварцевые пески — на изготовление форм для чугунного литья и литья из цветных металлов и сплавов. Степень однородности по крупности зерна является одним из важнейших признаков, по которому оценивают пригодность песка для той или иной цели. По этому признаку формовочные пески подразделяются на 80 марок, лучшими являются марки с концентрацией 60% зерен на двух-трех смежных ситах стандартного набора. По содержанию глинистого вещества формовочные пески делятся на несколько классов — кварцевые, тощие, жирные, очень жирные; применяются также кварц-полевошпатовые пески. В очень жирных песках содержание глинистой составляющей может колебаться от 30 до 50%, тогда как в кварцевых песках должно быть не более 2% при содержании кремнезема 90—97% и выше. Допустимое содержание вредных примесей составляет: сера сульфидная — от 0 до 0,025%, щелочи 0,5—2%, окись железа 0,75—1,5%.

В стекольном производстве кварцевые пески применяются в качестве одного из главных компонентов стекольной шихты; на производство 1 т оконного стекла, например, расходуется от 740 до 920 кг кварцевого песка. Содержание кварца в песках должно быть не менее 96%. По гранулометрическому составу требуются однородные пески, лучшие сорта которых должны содержать не менее 90% зерен с размерами от 0,10 до 0,30—0,50 мм с минимальным количеством более крупных. Наиболее вредными примесями в стекольных песках являются окислы железа и хрома, вызывающие окраску стекла в желтый и зеленый цвета. Глинозем, известь, магнезия и щелочи хотя и вводятся в состав стекольной массы, но в песках обычно связаны с железосодержащими минералами и поэтому при обогащении песков удаляются. В песках для производства высших сортов стекла (оптического, зеркального и др.) содержание SiO_2 должно быть не менее 99,8—99,3% при содержании примесей не более: Fe_2O_3 0,012—0,025%, Cr_2O_3 0,001% и TiO_2 0,05—0,10%. В песках для производства темного бутылочного стекла, изоляторов, стеклянной ваты и другой

продукции такого же типа содержание кремнезема может быть ниже, а окислов железа — выше.

Пески как абразивный материал должны содержать не менее 98% кварца и иметь остроугольную форму зерен; содержание примесей с твердостью меньше кварца не должно превышать 2%, примеси с твердостью больше кварца вообще недопустимы. Пески с содержанием кварца не менее 98% применяются в производстве карбида кремния или карборунда (SiC), обладающего особо высокой твердостью (9,5 по шкале Мооса).

Пески для фильтрования воды должны содержать кремнезема не менее 96%, иметь крупность зерна от 0,3 до 1,0 мм при содержании частиц с размерами менее 0,25 мм не более 1%; они должны также обладать достаточной химической стойкостью в отношении фильтрующей воды.

На территории СССР выявлено и в разной степени разведано около 800 месторождений кварцевых песков. В 1966 г. добыто около 18,8 млн. т формовочных и стекольных песков. Из многочисленных месторождений песчано-гравийных материалов в 1963 г. получено для строительства 70 млн. м^3 гравия и 114,3 млн. м^3 песков, что суммарно по весу составляет около 300 млн. т.

В зависимости от мощности горнодобывающих предприятий и степени их механизации себестоимость 1 м^3 гравия в 1962 г. варьировала от 95 коп. до 2 р. 56 к., 1 м^3 строительных песков — от 12 до 83 коп. (без транспортных расходов). Транспортировка, даже на относительно небольшие расстояния сильно увеличивает стоимость песков и гравия. Необходимо поэтому, чтобы все разведываемые и вновь вовлекаемые в разработку месторождения гравия и песков, особенно строительных, находились возможно ближе к центрам потребления.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По генетической классификации промышленные месторождения песка и гравия относятся к экзогенным (обломочным и осадочным) и подразделяются на элювиальные, делювиальные, пролювиальные, современные и древние аллювиальные, ледниковые и флювиогляциальные, эоловые, морские и озерные.

1. Э л ю в и а л ь н ы е о б р а з о в а н и я развиты обычно в виде неровного слоя непостоянной мощности, сложенного совершенно несортированным материалом и связанного постепенными переходами с подстилающими коренными породами. Вследствие крайней неоднородности и изменчивости отложений песчано-гравийный материал таких месторождений не используется. Пески этого типа состоят из неокатанных зерен разной крупности и содержат значительное количество глинистых примесей и неразложившихся обломков материнской породы. Лишь при выветривании древних песков, песчаников и кварцитов образуются промышленные месторождения мелкозернистых глинистых песков с угловатой и округло-угловатой

формой зерен, используемых в качестве формовочных. Формы залежей в таких месторождениях сложные, мощности их непостоянны.

2. Делювиальные отложения образованы остроугольными и несортированными продуктами выветривания разной крупности. Песчано-гравийный материал делювия из-за обычной неоднородности лишь в редких случаях используется строительной промышленностью, но местами (Ростовская область) известны делювиальные месторождения мелкозернистых глинистых песков, часть которых эксплуатируется как формовочные пески.

3. Пролувияльные отложения, область распространения которых ограничивается горными районами (Средняя Азия, Кавказ), также образованы неотсортированным и необработанным материалом. Залежи их вееро- или конусообразной формы, нередко сливаются в сплошные полосы, окаймляющие горные хребты и занимающие большие площади; мощности их достигают нескольких десятков метров.

4. Аллювиальные отложения, образованные в результате деятельности рек, широко распространены. По условиям залегания и морфологическим признакам выделяют современные и древние аллювиальные отложения; среди современных отличаются отложения горных, предгорных и равнинных рек, разные по гранулометрическому составу. Современные аллювиальные отложения приурочены к руслам рек, речным косам, отмелям и островам, образуют пойменные террасы, концентрируются в дельтах рек; древние аллювиальные образования слагают надпойменные террасы.

Для аллювиальных отложений характерна пласто- и линзообразная форма залегания. В плане залежи имеют вытянутые очертания, повторяющие изгибы русла реки, в вертикальных разрезах им свойственна постоянная перемежаемость слоев, отличающихся по крупности материала и внутреннему строению (горизонтальная и косая слоистость разных видов). Внутри толщи песков часто встречаются линзы глин и суглинков, иногда галечников. Мощности залежей непостоянны и варьируют в широких пределах — от единиц до 20—30 м. Современные аллювиальные месторождения постоянно пополняются во время паводков. Русловые месторождения песков и некоторые месторождения современных пойменных террас лишены вскрыши и обводнены. В древних речных террасах пески залегают под чехлом делювиальных отложений небольшой мощности и местами занимают огромные площади; мощности самих песков иногда достигают сотен метров. Особенно широко распространены дельтовые отложения, образованные хорошо отсортированным мелкозернистым материалом; площади распространения дельтовых отложений крупных рек определяются тысячами квадратных километров, мощности их измеряются сотнями метров.

Аллювиальные отложения в очень больших масштабах используются в промышленности. В соответствии с гранулометрическим составом, аллювий горных рек разрабатывается с целью получения крупного наполнителя для бетонов и для железнодорожного балласта.

В основном для этих же целей эксплуатируются месторождения гравийно-галечного материала предгорий. Речные пески равнинных областей применяются в качестве наполнителей для бетонов, штукатурных и кладочных растворов, в производстве строительного и силикатного кирпича; для дорожного строительства они мало пригодны. В качестве формовочных применяются лишь слабо глинистые пески из надпойменных террас, образованные за счет перемыва древних песков и песчаников.

5. Собственно ледниковые, или моренные, отложения возникают при таянии ледников за счет накопления переносимого ими обломочного материала. В состав морены входят обломки разных размеров — валуны, гравий, песчаные и глинистые частицы; материал морены крайне неоднороден и совершенно неотсортирован, разрез отложений непостоянен. Моренные отложения обычно тянутся полосами на протяжении до нескольких десятков километров при ширине в сотни метров и более, мощности их изменяются от долей метра или нескольких метров на возвышенностях до нескольких десятков и первых сотен метров в пониженных участках доледникового рельефа. Разрабатываются они на валунный и булыжный камень, иногда дают песчано-гравийный материал. Известны единичные месторождения глинистых песков, используемых в качестве формовочных.

6. Флювиогляциальные (водно-ледниковые) отложения пространственно и генетически связаны с моренными и образуются в результате деятельности потоков талых ледниковых вод; последние перемывают моренный материал, переносят, несколько сортируют и отлагают его, вызывая возникновение своеобразных форм рельефа — озов, камов, зандровых равнин и полей, располагающихся в областях распространения ледников и по их периферии.

Озы имеют форму узких и извилистых холмистых гряд длиной до 10, иногда до 30—40 км, при высоте 30 м и более и ширине от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Состоят они из плохо отсортированного валунно-галечного материала, перемежающегося со слоями хорошо окатанного гравия и отсортированных песков; глинистых и иловатых частиц мало. Дают они булыжный и гравийный материал для дорожного строительства, а также гравий и пески для бетонов.

Камами называют беспорядочно расположенные холмы и группы холмов высотой 10—30 м, обладающие неправильной округлой формой с ровной или бугристой поверхностью и довольно крутыми склонами. Сложены они плохо отсортированным обломочным материалом, очень пестрым по петрографическому и гранулометрическому составу: скопления валунов, галечников, гравия и песков в виде неправильных гнезд, линз и прослоев невыдержанной мощности постоянно перемежаются между собой, чередуясь незакономерно. Камы служат важным источником получения песчано-гравийного материала, гравия, крупного камня, меньше — песков.

Зандры, или *зандровые поля*, представляют собой обширные равнинные пространства, сложенные продуктами перемыва морены — гравием, галечником и преимущественно песками. Пески зандрового типа имеют большое площадное распространение, иногда площади их достигают сотен квадратных километров. Развита зандровые поля как в европейской (Полесье, бассейны Днепра, Оки и др.), так и в азиатской (Западно-Сибирская низменность) частях СССР. Пески пригодны для бетона, строительных растворов, в меньшей мере для песчаного балласта.

7. Месторождения золотого происхождения представлены дюнами и барханами, реже линзообразными залежами, сложенными песками. Пески этого типа обычно мелкозернистые, реже среднезернистые, однако вследствие непостоянства скорости и направления ветра совершенная сортировка характерна для них лишь в тех случаях, когда выдуванию, переносу и аккумуляции подвергается однородный по гранулометрическому составу исходный материал, преимущественно пески морских или озерных береговых отложений. Вследствие мелкозернистости, относительно равномерного зернового состава и наличия глинистых примесей золотые пески мало применимы в качестве наполнителей и для этих целей используются лишь при отсутствии песков лучшего качества. Свободные от глинистых частиц золотые кварцевые пески пригодны и разрабатываются для стекольного производства, абразивной промышленности и для некоторых мелких производств.

8. Обломочные горные породы морского и озерного происхождения широко распространены среди древних осадочных отложений, однако в практическом отношении большое значение имеют преимущественно четвертичные образования, распространенные в прибрежных зонах. Галечники, гравий, пески древних геологических эпох обычно уплотнены и сцементированы, превращены в конгломераты и песчаники, использование которых без предварительного дробления невозможно. Древние отложения по большей части трудно доступны для эксплуатации вследствие перекрытия более молодыми породами и залегания на значительных глубинах.

Среди современных месторождений песков и гравия озерно-морского происхождения по геоморфологическому признаку выделяют месторождения пляжей (береговых скатов), морских кос и береговых валов.

Месторождения гравия современных пляжей располагаются на участках скалистых и горных берегов, где обломочный материал образуется вследствие интенсивной абразии берегов или накапливается за счет выноса горными потоками. Постоянное и длительное перемывание и перекачивание материала приводит к хорошей сортировке и обработке обломков, в результате чего образуются крупные скопления окатанного гравия, относительно однородного по гранулометрическому составу, но содержащего все же небольшую примесь валунов и иногда существенные количества ракушечного материала.

Петрографический состав прибрежного гравия пестрый и зависит от состава горных пород, слагающих берега. Месторождения этого типа, располагающиеся в небольших заливах и бухтах, могут иметь крупные размеры, часто обладают выдержанной мощностью, достигающей нескольких метров, и выгодно отличаются отсутствием вскрыши и значительным выходом гравия. Последний используется как балластный материал и в качестве наполнителя для бетонов.

Современные морские и озерные месторождения песков образуются в зоне пляжа вдоль пологих равнинных берегов. На морских берегах они имеют большую протяженность, достигающую десятков километров; ширина песчаных пляжей непостоянна, зависит от угла наклона пляжа и обычно не превышает 150—200 м, мощность песков варьирует в пределах 3—5 м. Вследствие длительности переработки прибоем пески хорошо отсортированы и представлены мелко-, средне- и реже крупнозернистыми разностями; зерна крупных размеров окатаны и полукатаны, обладают гладкой, как бы отполированной, поверхностью, мелкие зерна, перемещаемые во взвешенном состоянии, остаются угловатыми. По минеральному составу пески пляжей чаще всего полиминеральные и образованы по преимуществу кварцем и полевыми шпатами, присутствуют темноцветные и тяжелые минералы; применяются эти пески как строительные и балластные.

Залежи чистых кварцевых песков в зоне пляжа возникают реже и лишь при длительной переработке и многократном переотложении исходных кварцевых и кварц-полевошпатовых песков, сопровождавшемся химическим выветриванием полевошпатовых частиц и вымыванием продуктов выветривания. Иногда такие пески используются в качестве стекольных и абразивных, однако чаще применяются как строительные.

Морские косы сложены мелкозернистым песчаным материалом, по минеральному составу и характеру окатанности тождественным отложениям пляжа; обычна небольшая примесь мелкого гравийного материала. Мощность песков 1—2 м, длина кос десятки километров при ширине до 200 м; соответственно запасы песков являются большими.

Береговые валы, представляющие собой низкие и узкие, но длинные гряды, возникают вдоль берегов морей и крупных озер при высоком уровне воды и в штормовую погоду за счет накопления галечнико-гравийно-песчаного материала. По сравнению с отложениями пляжей и кос этот материал более грубозернист, применяется он в качестве заполнителя бетонов. Береговые валы обладают крупными запасами строительных песков и гравия, так как при высоте 3—4 м и ширине до 150 м они нередко прослеживаются на десятки километров.

Древние морские и озерные месторождения гравия и песков подразделяют на месторождения морских террас, береговых валов и донных отложений.

Обломочные отложения морских террас образовались на дне моря, но при последующих регрессиях оказались поднятыми над его

уровнем и выведены на поверхность. Доступны для разработки древне-четвертичные террасы, представляющие собой платообразные площадки, вытянутые вдоль берега и нередко располагающиеся друг над другом несколькими ярусами. Они сложены песчано-гравийным материалом, часто содержащим примесь ракуши. Мощность отложений 10—12 м, используются они для строительных целей и как балласт. Террасы известны на побережьях Белого, Балтийского и Каспийского морей и Онежского озера.

Древние береговые валы однотипны с современными, эксплуатируются также лишь древнечетвертичные.

Донные морские и озерные обломочные отложения образуются на глубинах до 100—150 м и представлены песками разной зернистости, включая крупнозернистые. Минеральный состав их зависит от состава исходного материала, степени химического разложения его в результате выветривания, длительности механической переработки, наличия донных течений, глубины отложения. На разных участках моря возникают поэтому пески разного состава — от полиминеральных глинистых и кварцевых с существенной примесью алевритовых и глинистых частиц и других аутигенных минералов (глауконит, кальцит, фосфорит, пирит, гематит, лимонит) до чисто кварцевых. В составе песков нередко присутствуют раковины различных организмов.

Накопление однородных по гранулометрическому составу мономинеральных песков происходит лишь в условиях длительного стабильного положения береговой линии, при котором перемываемый материал продолжительное время находится в движении, зерна химически и механически неустойчивых минералов подвергаются разложению и измельчению с непрерывной сортировкой всей перерабатываемой массы.

Морские донные пески образуют пластовые залежи мощностью до нескольких десятков метров, распространенные на значительных площадях и выдержанные по строению и качеству. Доступны для эксплуатации только донные пески древних толщ, но в качестве строительных используются они лишь в тех случаях, когда выходят на поверхность, тогда как обычно залегают под толщей других пород и требуют больших затрат на вскрышу. Чаще разрабатываются более ценные кварцевые пески, применяемые как стекольные и формовочные. Запасы крупных месторождений определяются миллионами и десятками миллионов тонн.

Озерные донные пески отличаются от морских несколько худшей сортировкой по размерам зерна, наличием в качестве примесей карбонатов, иным составом раковин, присутствием растительных остатков и меньшими размерами залежей.

Вторичные изменения песков. На поверхности земли пески любого генетического типа и возраста уже после их отложения могут подвергаться вторичным изменениям, вызываемым действием почвенных и грунтовых вод, обогащенных минеральными и органическими кислотами. Происходит разложение полевошпатовых частиц, вынос

и привнос загрязняющих примесей (окислов железа и марганца, глинозема, фосфатов, углекислых и сернокислых солей кальция и др.), вещество которых мигрирует в растворенном виде и в виде твердых частиц.

Особое значение имеют изменения, связанные с действием поверхностных вод, содержащих гуминовые кислоты. Последние образуются при разложении растительного вещества в почвенном слое и обильны в заболоченных местах и торфяниках. Проникая в подпочвенный слой, гуминовые кислоты способствуют растворению ряда соединений, в частности окислов железа. Вокруг болотных впадин в песках возникают осветленные горизонты, называемые оподзоленными; окислы железа и другие соединения из них выщелочены, а содержание кремнезема в виде чистого кварца за счет этого повышено. Мощность таких горизонтов невелики (0,3—0,7 м, реже до 1 м), залегание очень капризное и распространение по площади небольшое. Иногда пески оподзоленных горизонтов используются в качестве стекольных, но практическое значение их крайне ограничено.

Соединения, вымытые из верхнего горизонта, при нейтрализации гуминовых кислот выпадают в более глубоких частях подпочвы, где гидроокислы железа и отчасти гидросиликаты алюминия, а также гуминовые соединения отлагаются в виде цемента, связывающего частицы песка в песчаник, окрашенный в темно-бурый цвет. Загрязнение песков при вторичных изменениях проявляется настолько сильно, что целые горизонты их становятся ограниченно пригодными для промышленного использования; к тому же такие пески часто лишь с большим трудом поддаются механическому обогащению.

Разложение полевых шпатов, происходящее в верхних горизонтах кварц-полевошпатовых песков, приводит к обогащению этих песков глинистым веществом. Таким образом, вторичные изменения не улучшают, а чаще ухудшают качество песков. Широкое развитие процессов вторичного изменения песков требует особого внимания при работах по оконтуриванию месторождений.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СССР

В качестве строительных песков и гравия в северных и центральных областях европейской части СССР разрабатываются преимущественно моренные и флювиогляциальные отложения. Они распространены на очень обширной площади, южная граница которой примерно совпадает с границей максимального оледенения. В горных и предгорных районах Советского Союза для целей строительства используется также песчано-гравийно-галечный материал пролювиальных и аллювиальных отложений (Кавказ, Средняя Азия и др.), в равнинных областях — средне- и мелкозернистые полиминеральные пески пойменных и древних террас крупных рек (Волги, Оки, Днепра, Оби и др.). По берегам Белого, Балтийского, Черного, Азовского и Каспийского морей эксплуатируются пески и гравий современных и древнечетвертичных прибрежных отложений — пляжные, кос, береговых валов и террас.

Кварцевые формовочные и стекольные пески распространены значительно меньше. Работами советских геологов установлены некоторые общие геологические закономерности размещения месторождений кварцевых песков, существенную роль в котором играет тектоника. Наиболее характерны кварцевые пески для платформ, где обломочный материал, поступавший главным образом из соседних геосинклинальных областей, подвергался длительному перемыву и многократному переотложению. Чистый кварцевый материал накапливался внутри платформ в зонах слабых поднятий и в мелководных морских бассейнах, к ним примыкающих. В геосинклиналях благоприятные условия для накопления песков могли создаваться в межгорных впадинах, однако обломочный материал поступал в эти впадины с окружающих хребтов в огромных количествах и быстро оказывался погребенным, не претерпев существенной переработки и сортировки. Для песков складчатых областей характерен поэтому полиминеральный состав и весьма неоднородная зернистость. Почти такими же являются пески краевых прогибов, в которых кварцевые разности появляются иногда лишь среди морских образований нижней части разреза. В геосинклинальных областях кварцевые пески возникают только после ослабления тектонических движений и постепенного преобразования складчатых систем в молодую платформу.

Примерно 60% всех выявленных месторождений высококачественных кварцевых песков располагается в СССР на Русской платформе, где они широко развиты в центральной зоне, по южному склону Балтийского щита, на Украине, в Среднем и Нижнем Поволжье. Приурочены они к морским и озерным отложениям кембрийского, девонского, юрского и мелового периодов, особенно многочисленны среди отложений палеогена и неогена. На Украине в Донецкой области расположено крупнейшее в Советском Союзе Часовъярское месторождение формовочных песков палеогена, а также крупное Авдеевское месторождение стекольных кварцевых песков. Стекольные пески палеогена и неогена разрабатываются на Глебовском и Новоселовском месторождениях Харьковской области. Формовочные пески палеогена добываются в Гусаровском (Харьковская обл.), Миллеровском (Ростовская обл.) и Балашлейском (Куйбышевская обл.) месторождениях, а стекольные — на Ташлинском (Ульяновская обл.) месторождении.

Очень крупная добыча высококачественных кварцевых песков морского происхождения производится из верхнеюрского Люберецкого месторождения под Москвой, разрабатываемого для нужд литейного дела, стекольной промышленности, производства силикатного кирпича и строительства. К озерным образованиям относятся месторождения нижнемеловых кварцевых песков в районе ст. Латная Воронежской области, а также ряд месторождений, приуроченных к угленосной свите карбона в Ленинградской, Калининской, Смоленской и Тульской областях. Значительное количество месторождений кварцевых стекольных и формовочных песков связано на Русской платформе с древнеаллювиальными и флювиогляциальными отло-

жениями; формовочные пески аллювиального происхождения встречаются редко, эоловые — еще реже.

На Сибирской платформе кварцевые пески значительно меньше распространены, сосредоточены в ее южных районах и обладают более низким качеством; палеозойские и мезозойские пески здесь чаще превращены в песчаники. Месторождения кварцевых песков известны по восточному склону Енисейского кряжа, в Прибайкалье и ряде других районов.

На Западно-Сибирской плите месторождения кварцевых песков распространены на площадях, тяготеющих к Уралу и Центральному Казахстану, и по возрасту относятся к меловым, палеогеновым, неогеновым и четвертичным. Большая часть Восточной и Западной Сибири, северные районы европейской территории РСФСР, Закавказье, Дальний Восток и многие районы Средней Азии бедны месторождениями кварцевых песков или вообще их не имеют.

ЛИТЕРАТУРА

Бень И. И. Стекольное сырье. Госгеолтехиздат, 1959. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 29.)

Брызгалов Н. А. [и др.]. Формовочные пески. Госгеолтехиздат, 1949. (Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 3.)

Вейхер А. А. [и др.]. Методика разведки и оценки месторождений формовочных материалов. Госгеолтехиздат, 1963.

Григорович М. Б. Заполнители бетона. Госгеолтехиздат, 1963. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 74, изд. 2.)

Макунь М. А. Поиски и разведка месторождений дорожностроительных материалов. Автотрансиздат, 1957.

Рамзес Б. Я. и Зубарев Н. Н. Песок кварцевый. Госгеолтехиздат, 1959. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 2, изд. 2.)

Туманский А. Л. Формовочные пески. Машгиз, 1956.

Фадеев П. И. Пески СССР. Ч. I. Изд-во МГУ, 1951.

Черносвитов Ю. Л. Формовочные материалы. Изд-во «Недра», 1965. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 9, изд. 2.)

Цехопский [и др.] Карты прогноза месторождений кварцевых песков масштаба 1 : 7 500 000. Объяснительная записка. Изд-во. «Недра», 1964.

Глава 24

ПЕСЧАНИКИ И КВАРЦИТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Песчаники относятся к осадочным горным породам, состоящим из угловатых или округлых (окатанных) зерен различных минералов, обломков горных пород и иногда скелетов различных организмов крупностью от 0,1 до 2 мм, сцементированных каким-либо связывающим веществом; их можно назвать также сцементированными песками.

Цементируемые зерна в песчаниках обычно представлены кварцем, наряду с которым могут присутствовать также полевые шпаты, слюды, каолинит (аркозовые песчаники) и другие минералы. Цементирующее вещество может быть образовано глинистыми или слюдистыми минералами, кремнеземом (кварцем, халцедоном и опалом), окислами железа, карбонатами и другими минералами. В зависимости от наличия одного, двух, трех или более цементируемых минералов и их содержания выделяют соответственно мономиктовые, олигомиктовые и полимиктовые песчаники, а по составу преобладающих минералов — кварцевые, кварц-полевошпатовые, кварц-гlaubонитовые и др.; по составу цемента песчаники называют глинистыми, известковистыми, кремнистыми, железистыми, смешанными. По величине зерна, как и среди песков, отличают грубозернистые (2,0—1,0 мм), крупнозернистые (1,0—0,5 мм), среднезернистые (0,5—0,25 мм) и мелкозернистые (0,25—0,01 мм) песчаники.

Кварцитами называют мелкозернистые кварцевые или кремнистые песчаники, в которых и цементируемое вещество, и цемент представлены минералами кремнезема, макроскопически неразличимыми между собой и сливающимися в сплошную плотную массу с занозистым или раковистым изломом. Образование таких кварцитов связано с перекристаллизацией осадочных песчаников в процессе регионального метаморфизма. От них отличают так называемые «третичные кварциты», представляющие собой кремнистые песчаники третичного возраста и состоящие из обломочных зерен кварца, сцементированных тонкозернистыми агрегатами кварца, халцедона и опала. Кварцевые песчаники с раскристаллизованным кремнеземным цементом называют кварцитовидными.

К кварцитам относят также некоторые кремнистые породы, являющиеся продуктами метасоматического замещения кремнеземом известняков и других карбонатных пород (окремненные известняки и новакулиты, т. е. мелкозернистые кремнистые сланцы). Отличают также гидротермально-метасоматические вторичные кварциты, не содержащие цемента и состоящие из плотно прилегающих друг к другу зерен преобладающего кварца и постоянно присутствующих в разных количествах серицита, алунита, пирофиллита, каолинита (диккита), андалузита и диаспора, а также второстепенных минералов и минералов-примесей в виде зерен корунда, топаза, рутила, пирита, гематита и других, заключенных в зернах кварца или зажатых между ними.

Кварцевые и кварцитовидные песчаники и кварциты характеризуются большим содержанием SiO_2 , достигающим 95—99%; важным свойством их является высокая огнеупорность — до 1710—1770° С. Механическая прочность песчаников варьирует в очень широких пределах, у кварцитов она более постоянна и является высокой; временное сопротивление сжатию у песчаников 100—3710 кг/см², у кварцитов — 1000—4550 кг/см².

Песчаники и кварциты широко используются в ряде отраслей промышленности. Главное применение они имеют в производстве динаса, служат сырьем для получения силикосплавов и элементарного кремния, а также применяются в качестве флюса. В больших количествах песчаники и кварциты идут для строительства, кроме того, из них получают дефибрерные камни и жернова, точильные камни и бруски, кислотоупорный материал для химической промышленности. Свободные от примесей слабо сцементированные кварцевые песчаники применяются как сырье для варки стекла.

Динас — кислый огнеупор, выдерживающий под нагрузкой температуру до $1550\text{--}1650^\circ$ без деформаций. Он изготавливается из кварцитов и кварцевых песчаников, содержащих не менее $95\text{--}97\%$ SiO_2 на известковой, известково-железистой или иной связке. Вредными в сырье являются окислы железа, глинозем и известь, образующие при обжиге легкоплавкие соединения; допустимое содержание Al_2O_3 — до 2% , CaO — до $1,5\%$. Предпочтительны породы с аморфным (скрытокристаллическим) или халцедоновым цементом, подобные третичным кварцитам.

Из силикосплавов характерны ферросилиций, карбид кремния и силумины (легкие литейные сплавы алюминия с кремнием и другими металлами), для производства которых необходимы кварциты с минимальным содержанием глинозема и извести (не более $1\text{--}2\%$ каждого компонента). Еще более жесткие требования предъявляются к сырью для производства кристаллического кремния, в котором общее содержание всех примесей должно быть не более $1\text{--}2\%$.

Как флюсы кварциты используются при плавке медных и никелевых концентратов с целью перевода в шлак содержащегося в них железа. В зависимости от способа плавки кварциты должны содержать не менее 85% кремнезема, вредными примесями являются глинозем, окислы железа (допустимо содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ до $1\text{--}5\%$), известь и магнезия.

В строительном деле кварциты и песчаники применяются в качестве стенового камня, бута, щебня и брусчатки, а кварциты с красивой и неизменяющейся окраской — для облицовки зданий и как декоративный камень. Требования к качеству камня аналогичны требованиям к другим видам естественных каменных материалов.

Песчаники для дефибрерных камней, применяемых в бумажной промышленности при размоле древесины, должны обладать высокой прочностью и состоять из остроугольных зерен кварца с кварцевым же цементом; по размерам блоки песчаника должны быть не менее $1,5\text{ м}$ в поперечнике и не содержать трещин. Для получения точильных камней и брусков лучшими являются мелко- и тонкозернистые песчаники с мягким (карбонатно-глинистым, мергелистым или железистым) цементом. Бруски и оселки для правки и точки тонких инструментов получают из особо тонкозернистых и плотных кварцитов.

Кварциты, применяемые в качестве кислотоупорных материалов для сооружения кислотных башен, хранилищ для минеральных кислот и внутренней облицовки помещений на химических заводах, должны обладать высокой кислотоупорностью, большой механической прочностью и малой пористостью. Такие свойства характерны для мелкозернистых и плотных кварцитов без примесей, легко разлагаемых кислотами.

В 1966 г. в СССР добыча песчаников и кварцитов только для нужд огнеупорной промышленности и металлургии составила около 4,6 млн. т.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По условиям образования все месторождения песчаников, в том числе месторождения кварцитовидных песчаников и третичных кварцитов, относятся к осадочным, а месторождения собственно кварцитов и вторичных кварцитов — к метаморфогенным.

1. Осадочные месторождения песчаников образуются в результате цементации рыхлого обломочного материала (песка). Условия цементации, однако, различны, и цемент может быть первичным и вторичным.

Первичный цемент представляет собой тонкий материал, заполняющий промежутки между обломочными зернами и сингенетичный с последними. Первичная цементация происходит при диагенезе осадков и заключается в их уплотнении и преобразовании тонкодисперсного вещества — старении коллоидов, перекристаллизации, возникновении устойчивых соединений за счет нестойких и т. п.

Вторичный цемент образуется за счет отложения вещества уже после осаждения и консолидации кластического материала, т. е. является эпигенетическим; он выпадает из нисходящих и восходящих растворов, часто с метасоматическим замещением первичного цемента, а иногда и обломочных зерен. Представлен вторичный цемент чаще всего кремнеземом, карбонатом кальция и окислами железа, т. е. по составу может быть таким же, как и первичный.

Песчаники с первичным цементом залегают в виде пластов, пласто- и линзообразных тел, по форме отвечающих залежам песков, накопившихся в аналогичных фациальных условиях. Среди них наиболее распространены пластовые месторождения морских песчаников, обладающих относительно постоянными качественными показателями и выдержанными мощностями. Для залежей песчаников со вторичным цементом характерны сложные линзовидные формы с причудливыми очертаниями и частыми переходами к рыхлым пескам и песчаникам с первичным цементом, что связано с прихотливостью путей движения растворов, вызывавших вторичную цементацию.

2. Метаморфогенные месторождения кварцитов известны трех подтипов. Наиболее широко распространены месторождения кварцитов, возникшие на низкой ступени региональ-

ного метаморфизма древних осадочных песчаников и залегающие среди разнообразных метаморфических пород — глинистых, кремнистых, хлоритовых и иных сланцев, преимущественно докембрийских и нижнепалеозойских. Для них характерна форма мощных пластовых тел большой протяженности.

Метаморфическими являются месторождения метасоматических кварцитов — окремненных известняков и новакулитов. Они возникают при воздействии на известняки кремнекислых растворов, вызывающих замещение кальцита кремнеземом. Образовавшиеся таким путем месторождения новакулитов редки и известны в США (штат Арканзас), где эти породы залегают среди отложений нижнего силура, имеют огромное площадное распространение и большую мощность; разрабатываются они для получения высококачественного точильного камня.

К третьему подтипу относятся месторождения вторичных кварцитов, образующиеся в результате гидротермально-метасоматических преобразований кислых и средних эффузивных пород и их туфов, реже — кислых интрузивных пород. По форме залегания месторождения вторичных кварцитов представляют собой массивы размерами до нескольких километров в поперечнике. Состав их изменчив и выбор чистых кварцевых разновидностей крайне затруднен. Распространены вторичные кварциты в Центральном Казахстане, Закавказье и на Алтае.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СССР

Общие геологические закономерности размещения месторождений заключаются в преимущественной приуроченности песчаников к платформенным областям, а кварцитов — исключительно к щитам и геосинклиналям.

На территории Советского Союза в пределах Русской платформы месторождения кремнистых песчаников («третичных кварцитов») многочисленны на Украине в пределах Донецкой и Сумской областей, они отличаются высоким качеством, но обладают ограниченными запасами и разрабатываются лишь для получения строительных материалов; наиболее крупным является Баничское месторождение (Сумская обл.). На смежной с Украиной территории Ростовской области разрабатываются в качестве строительного материала и сырья для производства ферросплавов третичные кварциты Тарасовского и Долотинского месторождений. Наряду с третичными на Украине по р. Днестру распространены песчаники силура, добываемые для получения жерновов, точильного камня и строительного материала, а в пределах Донбасса развиты также песчаники девона и, особенно широко, карбона.

К Украинскому кристаллическому массиву приурочены крупные месторождения докембрийских метаморфических кварцитов, разведанные в Криворожском районе и по северо-западной окраине массива. Крупнейшим является Овручское месторождение кварцитов,

обеспечивающее сырьем для производства динаса всю металлургию Юга.

В центральных районах европейской части Советского Союза (Московская, Воронежская, Курская и другие области) в качестве строительных эксплуатируются кремнистые юрские и меловые песчаники, известные также в Куйбышевской области. На р. Печоре (Коми АССР) уже почти три столетия дают точильный камень высокого качества месторождения карбоновых песчаников. В Ульяновской и Волгоградской областях некоторым распространением пользуются третичные кварциты.

На Балтийском щите и в Карельской АССР и в северо-восточных районах Ленинградской области, в полосе, прилегающей к западному берегу Онежского озера, широко распространены докембрийские метаморфические кварциты, идущие в качестве строительных, но пригодные и для производства динаса. Особенно известно Шокшинское месторождение, кварциты которого применяются в качестве архитектурно-декоративного камня. Рижгубское (Мурманская обл.) месторождение разрабатывается для получения флюса. Высокими кислотоупорными свойствами обладают кварциты Сегозерского района в Центральной Карелии.

Докембрийские и нижнепалеозойские метаморфические кварциты широко развиты на Урале, преимущественно в осевой его части, где они в больших масштабах разрабатываются для обеспечения металлургической промышленности флюсами, динасом и сырьем для производства ферросплавов, а также для целей строительства (гора Карайлыная, Рудничное и другие месторождения Свердловской и Челябинской областей). По всему восточному склону Урала распространены третичные кварциты, называемые здесь опоковидными песчаниками.

В Западной Сибири развиты как третичные, так и докембрийские — нижнепалеозойские кварциты. Последние имеют более важное значение и развиты в Анжеро-Судженском районе Кемеровской области (месторождение Гора Брусничная и др.). За счет этих месторождений обеспечиваются сырьем для производства динаса и ферросилиция предприятия Кузнецкого металлургического комбината. Третичные кварциты тянутся узкой полосой из района Томска до Красноярска и несколько восточнее; месторождения разрабатываются на строительный и отчасти абразивный камень. В Восточной Сибири известны лишь небольшие по размерам месторождения кварцитов, не обеспечивающие возрастающих потребностей развивающейся металлургии Востока.

В Северном Казахстане в ряде районов известны месторождения третичных кварцитов, в Центральном Казахстане — месторождения вторичных кварцитов; вследствие постоянного наличия минералов-примесей качество последних низкое. Ряд месторождений вторичных кварцитов разведан в Армении и Азербайджане.

Шокшинское месторождение. На западном побережье Онежского озера в Карельской АССР находится Шокшинское месторождение кварцитов. Кварциты приурочены здесь к иотнийской свите протерозоя, в составе которой выделяют (сверху вниз): горизонт желтовато-серых песчаников; горизонт темно-малиновых кварцитов; горизонт серых песчаников. Породы эти слагают пологую синклиналь с углами падения крыльев от 10 до 15—25°.

Малиновые кварциты однородные мелкозернистые и состоят из округлых и округло-угловатых частичек кварца размерами 0,1—0,2 мм, покрытых тончайшими железистыми оболочками и связанных каемками вторичного кварца. Между частичками кварца в количестве до 5—8% присутствуют чешуйки пиррофиллита.

Мощность горизонта малиновых кварцитов 15 м. Кварциты разбиты правильной системой вертикальных меридиональных и широтных трещин и местами трещинами отдельно делаются на плиты, местами же являются массивными. Они обладают постоянной окраской, высокой прочностью (временное сопротивление сжатию достигает 4000 кг/см^2) и способностью принимать полировку, что делает их очень ценным декоративно-облицовочным и монументальным камнем. Применен шокшинский кварцит в облицовке ряда монументальных сооружений, в том числе мавзолея В. И. Ленина в Москве. Опытным путем доказана применимость его в производстве динаса. Содержание кремнезема в его составе достигает 98%, огнеупорность 1750° С.

Серые песчаники отличаются меньшим постоянством состава и структуры и пригодны лишь как простой строительный камень. Желтовато-серые песчаники вследствие крайнего непостоянства состава и низкого содержания кремнезема практического интереса вообще не представляют.

Овручское месторождение. Овручское месторождение кварцитов расположено в северной части Украинского кристаллического массива и находится вблизи г. Овруч Житомирской области УССР. Оно приурочено к так называемой овручской свите, предположительно относимой к нижнему протерозою. Породы этой свиты занимают площадь около 900 км^2 и слагают массив, вытянутый в близком к широтному направлении примерно на 65 км при ширине от 5 до 18—20 км. Полная мощность свиты не установлена, мощность же, выявленная буровыми скважинами, превышает 140 м.

Кварциты в составе свиты пользуются преобладающим распространением; они связаны с песчаниками переходами как по простиранию, так и на глубину. Этим породам резко подчинены конгломераты, пиррофиллитовые и пиррофиллит-хлоритовые сланцы, а также эффузивные породы — кварцевые порфиры, порфириты и диабазы. Все породы смяты в складки с пологими крыльями и нарушены сбросами, а с поверхности покрыты глинисто-песчанистыми

современными отложениями небольшой мощности. Мощность кварцитов достигает нескольких десятков метров.

Состоят кварциты из уплотненных зерен кварца неправильной формы, сцементированных вторичным кварцем, нарастающим на первичный в виде тонких каемок. Чаще всего кварциты являются мелкозернистыми (преобладающая величина зерна 0,05—0,3 мм), но имеются также средне- и крупнозернистые разновидности, переходящие в конгломераты. В зернах кварца в небольших количествах содержатся мельчайшие включения, встречаются иголки рutilа и призмочки циркона; кварц, как правило, обладает волнистым угасанием. Каемки цементирующего кварца имеют толщину до 0,02 мм, зерна его ориентированы одинаково с зернами кlastического кварца; из второстепенных минералов в количествах до 3% присутствуют мусковит и пиррофиллит, аксессуарными являются магнетит, гематит, лимонит, рутил и др. В зависимости от содержания гематита кварциты окрашены в различные оттенки малиново-красного, розового, серого, фиолетового и бурого цветов. Кварциты обладают параллелепipedальной отдельностью, обусловленной развитием трещин трех направлений — одного горизонтального и двух вертикальных, пересекающихся под прямыми углами.

Кварциты являются крепкими, прочными (временное сопротивление сжатию до 2900 кг/см² и более), хорошо принимают полировку и отличаются большой чистотой химического состава. Они содержат от 95 до 99% SiO₂, тогда как содержание Al₂O₃ колеблется от 0,46 до 1,48%, Fe₂O₃ от 0,43 до 1,44%, CaO от 0,19 до 1,44%. Температура плавления кварцитов составляет 1750—1760° С, удельный вес после обжига снижается с 2,65 до 2,45, а полученный динас имеет высокую механическую прочность.

По генезису кварциты являются метаморфизованными песчаниками.

С очень давних времен кварциты овручской свиты используются в качестве строительного и дорожного камня, а после Великой Отечественной войны в больших количествах добываются для получения динаса. В промышленных масштабах эксплуатируется лишь один из участков этого обширного района, на котором в 1966 г. было добыто 1153 тыс. т кварцита.

ЛИТЕРАТУРА

Гейслер А. Н. Песчаники и кварциты. Гл. VII в кн.: «Курс нерудных месторождений» (под ред. П. М. Татаринова), ч. II, стр. 217—261, ОНТИ, 1935.

Лурье М. А. Кварцит, песчаник и жильный кварц. Госгеолтехиздат, 1961. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 7, изд. 2.)

Ожегова М. И. Овручская свита песчаников и сланцев. Геол. журнал АН УРСР, т. IX, вып. 1—2, стр. 116—125, 1948. На украинском яз., резюме на русском.

Тимченко И. П. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центральной и Южной Карелии. Изд-во АН СССР, 1950. (Тр. ИГН, вып. 122.)

и глинистого вещества, в переменных количествах присутствуют остатки панцирей диатомей, скелетов радиолярий и спикул губок. Объемный вес опок от 1,04 до 1,82, удельный вес 2,30—2,35, твердость 3—5 и выше.

По химическому составу диатомиты, трепелы и опоки близки между собой и состоят в основном из кремнезема (60—98%), содержат резко меняющиеся количества глинозема и окислов железа (суммарное содержание до 10—15%), воду, немного извести, магнезии и щелочей (до 1,5—2% каждого компонента), уголекислоту и органическое вещество. Важное значение имеет наличие в них так называемого «активного» кремнезема — аморфного, растворимого и легко взаимодействующего с окисью кальция и некоторыми другими химическими компонентами. Наибольшим содержанием активного кремнезема обычно обладает трепел.

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Диатомиты и трепелы широко применяются в народном хозяйстве на основе их характерных свойств — низкого объемного веса, большой пористости, связанных с ней малых теплопроводности и звукопроницаемости, высоких поглощательных, фильтрующих и отбеливающих свойств, «активности» участвующего в их составе кремнезема; ценна также твердость составляющих эти породы кремнистых частиц. Опоки, как более тяжелые и плотные породы, используются с некоторыми ограничениями.

В строительстве диатомиты и трепелы применяются как легкие тепло- и звукоизоляционные материалы, идущие для засыпки и в качестве мастики и кирпича, изготавливаемых часто в смеси с асбестом, слюдой и другими наполнителями. Для этих целей пригодны лишь породы с высокой степенью пористости (объемный вес до 0,6), предпочтительно рыхлые, не загрязненные примесями. Легкие кремнистые породы служат также наполнителями в легких бетонах.

В цементной промышленности диатомиты, трепелы и опоки как носители активного кремнезема вводятся в состав цементной шихты для улучшения ее перерождения при обжиге. Ежегодно только для этого в СССР добывается до 4 млн. *т* горных пород, содержащих активный кремнезем.

В пищевой промышленности диатомиты, трепелы и опоки применяются для очистки и обесцвечивания (отбелики) органических веществ — сахарных сиропов, растительных масел, маргарина, фруктовых соков, крахмала, патоки и др. Наиболее жесткие требования предъявляет свеклосахарное производство, диатомит для которого должен иметь объемный вес не более 0,500, влажность — не более 10%, потери при прокаливании не более 5%, органических веществ — не более 5%, SiO_2 не более 90% (в расчете на сухое вещество), Fe_2O_3 не более 2%, Al_2O_3 не более 3%; диатомит может содержать лишь следы растворимых в соляной кислоте окислов железа и кальция. Хорошим показателем качества диатомитов в этом случае является

также возможно большее содержание целых, неповрежденных панцирей диатомей.

В нефтяной промышленности диатомиты, трепелы и опоки применяются для очистки нефтепродуктов; лучшими обесцвечивающими свойствами обладают опоки, достоинством которых является также способность удалять из нефтей серу.

В химической промышленности диатомит используется в качестве адсорбента при производстве динамита, кислот и ряда других химических продуктов, а также употребляется в производстве ультрамарина. Применяемый диатомит должен содержать не менее 85% кремнезема и иметь влажность не более 15%; примесь песка допустима не более 4%, окиси железа — не более 2,5%.

В тонкоразмолотом виде диатомит и трепел используются в качестве полировального материала, применяемого в разного рода пастах и смесях для отделки металла, мраморов, лаков и красок. Важнейшими требованиями к сырью для такого применения являются тонина помола и отсутствие крупных твердых частиц, царапающих полируемые изделия.

Диатомит применяется также как фильтровальный материал и в качестве наполнителя в производстве бумаги, керамических изделий, линолеума, пластмасс, инсектофунгицидов, карандашей, мыла и в некоторых других производствах.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения диатомитов, трепелов и опок относятся к группе осадочных биохимических, возникших в результате накопления и последующих преобразований кремнистых скелетных частей диатомовых водорослей, радиолярий, губок и других организмов.

Диатомеи существуют как в пресных, так и в соленых водах разных климатических поясов, однако для интенсивного развития их более благоприятны низкие температуры. Месторождения диатомитов возникают поэтому по преимуществу в холодных морях и озерах. Соответственно подразделяются они на морские и пресноводные (озерные), отличимые по видам слагающих породу диатомей. В морских условиях диатомовые отложения накапливаются в зоне перехода от прибрежных песчано-глинистых осадков к более глубоководным глинистым или карбонатным. В озерах диатомовые образования занимают центральное (по площади) и наиболее глубоководное место, куда диатомеи сносятся из прибрежной части течениями и действием прибоа.

Источником кремнезема и ряда питательных веществ (фосфаты, нитраты и др.) для диатомей служат воды мирового океана, в которых кремниекислота пополняется за счет поступления с речными водами, выпадения алюмосиликатного материала при вулканических извержениях и разложения силикатов и алюмосиликатов при подводном выветривании. Возможно, что разложение части алюмосиликатов (особенно глинистых минералов) и выделение

кремнекислоты вызывалось жизнедеятельностью самих кремнистых организмов.

Залегают диатомиты обычно в виде пластов мощностью от 10—20 см до 50 м, иногда более. В морских месторождениях диатомиты обладают слоистой текстурой и содержат глинистые и глинисто-диатомитовые прослои мощностью в несколько миллиметров, по которым легко разделяются; они обычно мягкие и темноокрашенные. В пресноводных (озерных) месторождениях диатомиты большей частью свободны от наслоений, являются массивными и по цвету светлее морских.

По господствующим представлениям трепелы возникли путем диагенетических преобразований диатомитов или других кремнистых пород органического происхождения, в которых большая часть кремнезема растворена и переотложена в форме шариков опала, причем основные физические свойства породы (малый объемный вес, пористость и др.) сохранились. Возможность непосредственного отложения опалового кремнезема путем химического осаждения из растворов исключена. Н. М. Страхов (1960) показал, что «кремнезем находится в морской воде в состоянии резкого недосыщения» и основным путем его извлечения является биологическое осаждение.

Единственным доводом немногочисленных сторонников гипотезы химического осадочного происхождения трепелов и опок служит ограниченное содержание в их составе остатков кремнистых организмов. Это последнее также объясняется постоянной недосыщенностью вод растворенным кремнеземом, а вместе с тем и легкой растворимостью кремнистого скелетного материала в условиях щелочной среды. С понижением величины рН коллоидный кремнезем выпадал в виде частичек сферической формы, а дальнейшее растворение уцелевших остатков организмов прекращалось.

Опоки являются результатом более сильных диагенетических и эпигенетических преобразований первичных биогенных кремнистых пород, при котором скелеты организмов растворены почти нацело и кремнезем выделился в виде аморфной разности, образующей плотную и значительно более тяжелую породу.

Совместное нахождение диатомитов, трепелов и опок в одних и тех же месторождениях служит косвенным доказательством их осадочного биохимического генезиса. Об этом говорит также преимущественное распространение диатомитов среди наиболее молодых геологических отложений (современных, древнечетвертичных, неогеновых, палеогеновых), трепелов — среди более древних (неогеновых, палеогеновых и меловых) и опок — среди наиболее древних.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СССР

На территории СССР месторождения современных и древних четвертичных пресноводных диатомитов распространены на Кольском полуострове, в Карелии и в районах, прилегающих к Финскому заливу и Ладожскому озеру в Ленинградской области; однако место-

рождения эти невелики по размерам, и диатомит в них загрязнен примесями, преимущественно органическими. Неогеновые месторождения пресноводных диатомитов высокого качества развиты в Закавказье (Кисатибское месторождение в Грузии, Нурнусское и другие месторождения в Армении). К неогеновым отложениям приурочены также месторождения диатомитов морского происхождения в Краснодарском крае, на Тамани, в Крыму (Керченский полуостров) и на Сахалине (полуостров Шмидта).

Крупным районом широкого площадного распространения морских диатомитов является Среднее Поволжье (Ульяновская, Куйбышевская и Саратовская области, отчасти Мордовская АССР и Волгоградская обл.), где диатомиты перемежаются с опоками и по возрасту относятся к палеогену; наиболее крупным является Инзенское месторождение.

Обширным районом развития морских диатомитов и диатомовых глин эоценового возраста являются восточный склон Урала и примыкающая к нему территория Западно-Сибирской низменности и Казахстана. На Урале промышленные месторождения диатомитов располагаются в полосе от г. Серова на севере до городов Челябинска и Троицка на юге, эксплуатируются Камышловское (Свердловская обл.) и Потанинское (Челябинская обл.) месторождения. В Западной Сибири с диатомовыми водорослями связано также образование меловых и палеогеновых опоковидных пород. Диатомиты, залегающие совместно с трепелами, известны на Дальнем Востоке и Сахалине.

Крупным районом распространения верхнемеловых (сеноманских) трепелов и неогеновых диатомитов является Приднестровье, где большие по размерам месторождения трепелов располагаются в районе г. Могилев-Подольский. Линзы трепела среди отложений палеогена встречаются на Украине по р. Ингулу в районе Кировограда.

В центральных районах европейской части СССР известны многочисленные месторождения верхнемеловых трепелов, наиболее распространены они в Брянской области (Брянское, Фокинское, Навлинское и другие месторождения) и в южной части Калужской (Дабужское, Зикеевское и другие месторождения) области, а также в Смоленской, Курской, отчасти Могилевской и Гомельской областях. Отдельные месторождения этого же возраста известны в Орловской Воронежской и Белгородской областях.

Ряд месторождений трепелов приурочен к выходам верхнемеловых пород (коньякский ярус) на севере Московской (Хотьковское, Тентиковское) и западе Владимирской (Ледневское, Пекшинское) областей.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения диатомитов и опок Среднего Поволжья. Волжские месторождения приурочены к отложениям нижнесызранского яруса палеогена, развитым на огромной площади вдоль правобережья Волги в пределах Ульяновской, Куйбышевской, Саратовской,

Пензенской областей и Мордовской АССР. Южнее, в Волгоградской и Ростовской областях, месторождения диатомитов связаны с эоценовыми отложениями.

Толща диатомитов и опок нижнесызранского яруса залегает в виде сплошного непрерывного горизонта мощностью до 100 м на размытой поверхности нижнего и верхнего мела. Преобладают опоки; диатомиты, приуроченные к средней части толщи, в вертикальном и горизонтальном направлениях связаны с опоками постепенными переходами. Часто эти породы переслаиваются между собой и в переходных зонах наблюдаются прослои трепеловидных опок. Местами диатомит постепенно исчезает, и сохраняются лишь опоки. По периферии области распространения они переходят в прибрежные пески, что свидетельствует об образовании опок и диатомитов недалеко от береговой линии.

Инз е н с к о е м е с т о р о ж д е н и е, самое крупное, находится вблизи железнодорожной станции Инза в западной части Ульяновской области. В этом месторождении диатомиты образуют сплошной и однородный слой мощностью до 55 м, залегающий среди опок. Диатомиты имеют светло-серый и желтовато-белый цвет и представляют собой мелоподобную породу, мягкую, очень пористую и легкую, сильно впитывающую влагу и липнущую к языку. Состоят диатомиты в основном из органогенного материала, представленного панцирями диатомей и их обломками; присутствуют также иглы губок, скелеты радиолярий, мелкие обломки кварца, единичные зерна глауконита, пластинки слюды, мельчайшие округлые частички аморфного кремнезема и глинистое вещество. Объемный вес инзенского диатомита в куске колеблется от 0,7 до 1, а в порошке — от 0,224 до 0,350; содержание кремнезема изменяется от 72 до 86 %.

Опоки сложены коллоидным опаловым кремнеземом, загрязненным глинистыми примесями и обломочным материалом, а также органическим веществом; кремнистые скелеты организмов встречаются в опоках сравнительно редко. Переходы между опоками и диатомитами местами резкие, местами же постепенны.

Используется инзенский диатомит для производства теплоизоляционного кирпича и диатомитовой муки. Ежегодная добыча диатомита составляет примерно 300 тыс. т.

Наряду с Инзенским на Среднем Поволжье крупными являются также Сенгилеевское, Шарловское и Барышевское месторождения. Опоки добываются в районе Вольска, у Сенгилея и в Мордовской АССР (Алексеевское месторождение), где они идут в качестве гидравлической добавки в цементы; в Вольских и Алексеевском месторождениях добыча опок достигает 1 млн. т ежегодно.

Образование месторождений диатомитов и опок Среднего Поволжья связано, по А. Н. Семихатову, с проникновением в нижнесызранское море планктонных диатомей из Северного полярного океана. Диатомеи поволжских месторождений сходны с живущими в настоящее время в море у берегов Новосибирских островов.

Месторождения трепелов Брянской, Калужской и смежных областей. Месторождения эти приурочены к отложениям туронского, коньякского и сантонского ярусов верхнего мела. Сохранились они лишь на водоразделах, а отдельные месторождения представляют собой лишь остатки огромной пластообразной залежи, размытой реками. Подстилаются трепелы туронским мелом, а в участках, где его нет — сеноманскими кварц-глауконитовыми песками, содержащими в верхних частях желваки фосфоритов; покрыты они четвертичными ледниковыми образованиями разного состава и разной мощности. Мощность трепелов изменяется от 2 до 25 м, размеры отдельных месторождений по площади достигают нескольких квадратных километров.

Сложены трепелы мельчайшими феррическими частицами опала, в массе которых рассеяны угловатые зерна кварца, глауконит и довольно редкие скелеты радиолярий. Выделяют три разновидности трепелов: а) глинистый и песчанистый трепел, образующий верхнюю часть пласта и загрязненный вышележащими породами; б) светло-серый, пористый и легкий трепел, состоящий из плотного материала и рыхлой массы, — эта разновидность является преобладающей и образует среднюю часть пласта, являющуюся главным объектом эксплуатации; в некоторых месторождениях ее заменяют плотные компактные трепелы, с трудом режущиеся ножом; в) тяжелый известковистый трепел, содержащий прослои темно-серой опоки и слагающий нижнюю часть пласта; его известковистость обусловлена наличием в составе трепела фораминифер, практического значения эта разновидность не имеет. Среднее содержание кремнезема в трепелах изменяется от 71 до 82%, в том числе активного кремнезема 37% и более. Объемный вес трепелов — от 0,40 до 1,00 (в куске).

Наиболее крупные месторождения концентрируются в районе г. Брянска (Брянское, Фокинское), в Жиздринском районе (Зикеев-

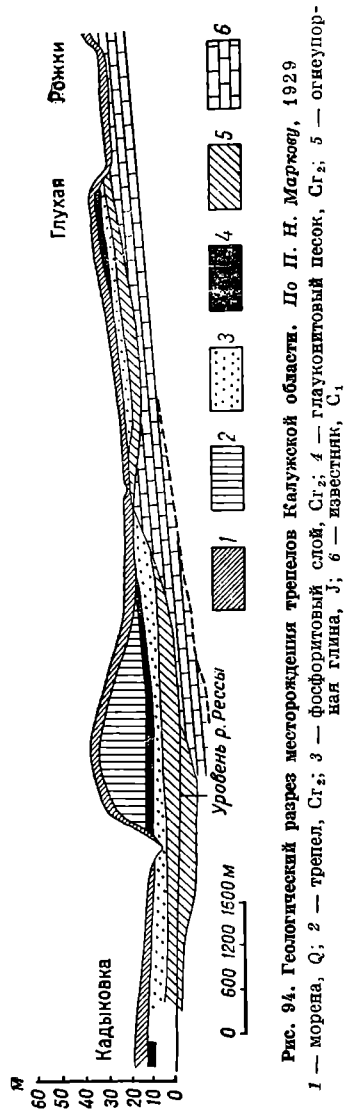


Рис. 94. Геологический разрез месторождения трепелов Калужской области. По П. Н. Маркову, 1929
1 — морена, Q; 2 — трепел, St₂; 3 — фосфоритовый слой, St₂; 4 — глауконитовый песок, St₂; 5 — глина, J; 6 — лигнит, C₁

ское) Калужской области и в районе ст. Дабужа той же области. Представление о типичном строении месторождений дает рис. 94.

В зависимости от минерального состава и физико-химических свойств трепелы отдельных месторождений используются для разных целей. Трепелы Зикеевского месторождения, представленные плотными компактными разновидностями, применяются для отбеливания нефтяных смазочных масел. Трепелы Дабужского месторождения, в котором плотная опоковидная разновидность переслаивается с рыхлой, идут для производства теплоизоляционных изделий. Трепел Фокинского месторождения применяется в качестве гидравлической добавки в производстве цемента — только по этому месторождению добыча трепела составляет около 1 млн. т в год.

Трепелы Брянской и смежных областей по генезису относятся к биохимическим, подвергшимся преобразованию в процессе диагенеза и эпигенеза осадкам.

ЛИТЕРАТУРА

Воронков Б. С. и Тукальская Э. М. Диатомит, трепел и опока. Госгеолиздат, 1921. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 21.)

Григорович М. Б. Диатомит, трепел и опока. Госгеолтехиздат, 1962. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 21, изд. 2.)

Лиоренцевич Е. Ф. Трепел. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР», вып. 4. Калужское книжн. изд-во, 1961.

Марков П. Н. Дабужское месторождение трепела и огнеупорных глин. Тр. Ин-та прикл. минерал., вып. 42, 1929.

Рожкова Е. В. и Воронков Б. С. Очерк месторождений трепела и диатомитов СССР. Тр. Ин-та геол. и минерал., вып. 8, 1934.

Рожкова Е. В. и Горецкий Ю. К. Диатомиты и трепелы. Т. 1. Происхождение и классификация кремневых опаловых пород. Тр. ВИМС, вып. 177, 1945.

Сеньковский Ю. Н. К генезису трепелов верхнего мела юго-западной окраины Русской платформы. Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 1.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I, стр. 58—67; т. II, стр. 278—286. Изд. 2. Изд-во АН СССР, 1962.

Татарнинов П. М. Диатомиты и трепелы. В кн.: «Курс нерудных месторождений» (под ред. автора), ч. II, ОНТИ, 1935.

Глава 26

ИЗВЕРЖЕННЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Изверженные и метаморфические горные породы в больших масштабах применяются главным образом в качестве строительных материалов. Пригодность этих пород для такого применения зависит от их физико-механических и технологических свойств, минерального и химического состава и внутреннего строения, которые в свою

очередь зависят от геологических условий образования, залегания и вторичных изменений каждой породы и сложенных ею месторождений.

По характеру использования выделяются следующие группы изверженных и метаморфических горных пород: 1) естественные строительные камни, получаемые путем механической обработки горных пород и применяемые в обычном строительстве и в строительстве дорог; 2) кровельные материалы, представляющие собой некоторые виды метаморфических сланцев, расколотые на тонкие плитки; 3) активные минеральные добавки, т. е. породы, содержащие существенные количества химически активного кремнезема и вводимые в размолом виде в цементы для придания им гидравлических свойств; 4) кислотоупорные камни, применяемые после механической, термической и химической обработки в строительстве химических и стекольных заводов, изготовлении химической аппаратуры и оборудования и в производстве кислотоупорных цементов; 5) породы для каменного литья; 6) породы для получения путем термической обработки легких строительных материалов; 7) пемза, применяемая как абразив и как легкий естественный строительный камень.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ СТРОИТЕЛЬНЫЕ КАМНИ

В эту группу входят изверженные и метаморфические горные породы, используемые в строительстве в их естественном виде и подвергающиеся лишь механической обработке. Среди них различают дробленный, или «рваный», камень, дорожно-строительные и штучные камни. К рваному камню относятся бутовый камень и щебень, получаемые в виде кусков неправильной формы в результате взрывных работ или дробления; бутовый камень применяется для фундаментов и строений грубой кладки, щебень служит наполнителем для бетонов, железнодорожным балластом, материалом для строительства дорог и для других работ. Крупные глыбы камня, размеры которых определяются кубометрами, применяются для навалки в основания дамб, плотин и волноломов.

Дорожно-строительными называют камни для покрытия дорог (шашка, брусчатка), панельные плиты, бортовые или бордюрные камни (поребрик) и др. Штучные камни представляют собой обработанные и тонкообработанные изделия различной формы, размеров и назначения, служащие для кладки и облицовки стен, цоколей и мостов (штучный строительный и облицовочный камень), сооружения разного рода монументов, памятников, постаментов, надгробных плит (монументальный камень), для художественной отделки зданий и изготовления декоративных изделий (декоративный камень).

Важнейшие технические свойства строительных камней. Все естественные строительные камни, независимо от их применения, должны обладать двумя важными техническими свойствами — определенной механической прочностью и долговечностью. Под механической прочностью понимается способность

камня сопротивляться разного рода механическим воздействиям, под долговечностью — способность сопротивляться агентам выветривания в течение длительного времени, т. е. климатическая стойкость камня в условиях его службы. Важное значение имеют также возможность получения кусков определенного размера и формы, способность камня подвергаться расколу, обтесыванию, шлифовке и полировке, его объемный и удельный веса, пористость, водопоглощение и водонасыщение, морозоустойчивость, цвет и рисунок, однако свойства эти учитываются не для всех видов камня. Бут и щебень, например, применяются независимо от пригодности камня к обтесыванию и шлифовке, а также от цвета и рисунка его, тогда как красивая окраска и красивый рисунок камня наряду с возможностью получить блоки правильной формы и надлежащих размеров составляют обязательные условия пригодности камня для облицовки или декоративных целей.

Все технические свойства горных пород как строительных камней зависят от состава и свойств слагающих эти породы минералов, количественных соотношений между последними, текстуры и структуры породы, ее пористости, характера отдельности и трещиноватости, степени свежести или выветрелости минеральных компонентов и ряда других факторов.

Минеральный состав имеет главное значение в определении долговечности горной породы и в сочетании с другими факторами влияет на все технические свойства камня.

К наиболее стойким и прочным порообразующим минералам принадлежит кварц, почти не поддающийся химическому выветриванию и в механическом отношении выдерживающий временное сопротивление сжатию $22\,280\text{ кг/см}^2$, растяжению — 850 кг/см^2 и изгибу — 920 кг/см^2 . Прочность камня будет высокой, однако, лишь в том случае, когда и другие минералы породы также являются крепкими и слабо подвергаются выветриванию, а все зерна хорошо связаны между собой либо путем сцепления, либо посредством прочного цемента.

Полевые шпаты по сравнению с кварцем характеризуются меньшей прочностью, они относительно легко поддаются как физическому, так и химическому выветриванию, особенно полевые шпаты с большим содержанием извести, но в свежем виде обладают достаточно высоким сопротивлением сжатию (до $1200\text{—}1700\text{ кг/см}^2$). Незатронутые выветриванием существенно кварц-полевошпатовые породы (граниты, диориты и др.) при прочих благоприятных условиях (отсутствие нестойких минералов, надлежащие текстура и структура и др.) также являются высокопрочными и долговечными.

Мусковит и биотит относятся к механически прочным минералам, но биотит при химическом выветривании разрушается очень быстро, а оба минерала, присутствуя в породе в больших количествах, на морозе расслаиваются и понижают ее механическую прочность, сокращая срок службы камня в сооружениях. Расслаиваются слюды и при полировке породы.

Пироксены, амфиболы и нефелин принадлежат к минералам с высокой механической прочностью, но, подобно полевым шпатам, также сравнительно легко подвергаются выветриванию и, затронутые последним, теряют свою стойкость и понижают прочность породы.

Пирит, особенно в сочетании с плагиоклазом, а также другие сульфиды в строительном камне относятся к очень вредным примесям, так как под действием атмосферных агентов они легко разлагаются с образованием серной кислоты и выделением гидроокислов железа. Серная кислота вызывает интенсивное разложение других минералов, усиливая процессы химического выветривания, тогда как гидроокислы железа пятнами окрашивают породу в нежелательные цвета.

Кальцит заметно растворяется в воде, содержащей углекислоту, и образованные им породы (мраморы, известняки и др.) плохо сопротивляются выветриванию, прочность на сжатие у лучших по качеству пород (мраморы, плотные незагрязненные примесями известняки) достаточно высокая — $1200\text{--}1500 \text{ кг/см}^2$. Вследствие низкой твердости кальцита мраморы и известняки слабо сопротивляются износу, но хорошо полируются. Физические свойства карбонатных пород резко изменяются в зависимости от состава и содержания примесей.

Текстуры горных пород в сильной мере влияют как на долговечность, так и на механическую прочность их. При благоприятном минеральном составе наиболее устойчивыми являются породы с массивной текстурой, обладающие высоким сопротивлением сжатию, малой водопроницаемостью и большой погодостойкостью. Эти качества почти одинаковы как в явнокристаллических породах, так и в афанитовых микро- и скрытокристаллических, но резко понижаются при стекловатом строении, так как в этом случае порода является хрупкой и при изменениях температур растрескивается. При шлировой и такситовой текстурах участки породы с разным минеральным составом или разными структурами характеризуются столь же различной механической и климатической стойкостью.

Породы с шаровой (сфероидальной) текстурой даже при высокой механической прочности обладают малой погодостойкостью, так как при колебаниях температуры происходит медленное постепенное отслоение скорлупок вещества. Породы со слоистой, гнейсовой, полосчатой и флюидальной текстурами имеют сравнительно низкую механическую прочность (преимущественно на излом параллельно слоистости и сланцеватости) и слабую стойкость в отношении выветривания, особенно при параллельном слоистости расположении пустот, обуславливающим соответствующее распределение воды. При агломератовом строении, свойственном вулканогенным породам, строительные качества их определяются составом и свойствами цементующей массы.

Особое значение имеют нарушения однородности камня, связанные с наличием в породе ксенолитов, шлиров, даек

и жил и проявляющиеся в изменениях минерального состава, текстуры и структуры породы. Такие нарушения вызывают изменения качества строительного камня и затрудняют эксплуатацию месторождения.

Тектонические нарушения и трещиноватость горных пород оказывают огромное как отрицательное, так и положительное влияние на качество строительного камня и возможность эксплуатации месторождений. В зонах интенсивного дробления, смятия и рассланцевания горные породы оказываются почти непригодными для какого-либо применения в строительстве, а умеренное развитие трещин ослабляет механическую прочность пород и создает пути для проникновения вод и разложения минералов в процессе выветривания. В то же время от расположения, частоты и характера трещин зависят форма, размер и процент выхода блоков из горной массы; в зависимости от расположения трещин проектируются системы разработки месторождений.

Формы естественных блоков определяются расположением (пространственной ориентировкой) трещин и слоистостью, а их размеры — частотой трещин, т. е. величиной интервалов между трещинами одной и той же системы. На действующих предприятиях эти показатели, а также данные о выходе блоков могут быть получены по результатам эксплуатации, при вовлечении же в разработку новых месторождений необходимо получить надлежащую характеристику в процессе геологического изучения.

Основу изучения трещиноватости (трещинной тектоники) составляют регистрация и замеры пространственной ориентировки всех естественных трещин на выбранном для разведки и хорошо обнаженном участке, однородном в геологическом отношении; отмечаются также расстояния между трещинами одной и той же системы. В дальнейшем собранный статистический материал обрабатывается с построением разных по способу изображения диаграмм, из которых наиболее наглядными, удобными и широко принятыми являются диаграммы на равноплощадной сетке Вальтера — Шмидта. Приемы работы по построению таких диаграмм описываются в курсе «Структуры рудных полей», существо же заключается в выявлении главных направлений и углов падения трещин, отражаемых на диаграмме в виде показанных изолиниями максимумов, которым присваивается номер или буквенный индекс; против индекса указывается число интервалов между трещинами данной системы, приходящееся на протяжение линии вкрест простирания этой системы длиной в 10 м; в скобках указывается также число интервалов с величиной более 1 м (рис. 95).

Наличие на диаграмме трех резко выраженных максимумов показывает, что в юго-западной части Карлахтинского гранитного массива существуют три системы закономерно расположенных трещин, пересекающихся под углами, близкими к прямому (89, 88 и 88°). Блоки камня, образуемые этими трещинами, имеют правильную параллелепипедальную форму. Такие системы трещин являются жела-

тельными, так как в этом случае выколотый из забоя камень не требует большой дополнительной обработки для придания ему прямоугольной формы.

Наличие на диаграмме четырех и более максимумов будет указывать на ограниченную возможность получения блоков в виде правильных параллелепипедов, а отсутствие четких максимумов свидетельствует об отсутствии закономерностей в распределении трещин и говорит о крайней трудности получения штучного камня вообще.

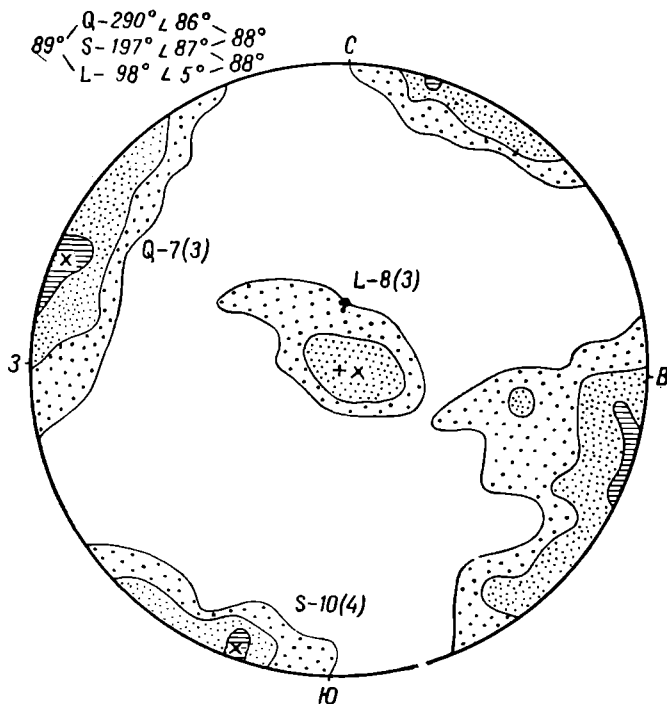


Рис. 95. Сводная диаграмма трещиноватости юго-западной части Карлахтинского гранитного массива в Ленинградской области (1200 замеров). По И. Н. Едовичу
L — пологопадающие трещины; Q — поперечные трещины; S — продольные трещины

Для случаев, когда имеются три характерные системы трещин, пересекающиеся под близкими к прямым углами, средние размеры блоков могут быть вычислены путем перемножения средних длин интервалов между трещинами. Согласно приведенной диаграмме в юго-западной части Карлахтинского гранитного массива средний размер блоков составляет $1,7 \text{ м}^3$. Выход блоков из горной массы определяется только в результате пробной эксплуатации и в гранитных массивах кристаллических щитов может достигать 30—70%. В массивах геосинклинальных областей, где породы дислоцированы сильнее, как размеры блоков, так и их выход являются меньшими.

Выветривание относится к отрицательным явлениям, сильно понижающим механическую прочность камня и сокращающим срок его службы. Выветриванию подвержены все без исключения горные породы. Как известно, выветривание вызывается главным образом действием природных газов, воды и таких факторов, как колебания температуры и деятельность низших растительных организмов. В населенных и промышленных районах оно усиливается действием дымовых и промышленных газов, а также сажи. На первых порах в свежей породе выветривание проявляется очень слабо, но ведет к медленному механическому разрушению и химическому разложению минералов и пород с образованием нестойких соединений и минералов, за счет растворения которых в породе развиваются поры, ее прочность понижается, а поступление агрессивных вод усиливается. Первые признаки разрушения породы опознаются лишь под микроскопом в виде, например, помутнения полевых шпатов, однако даже незаметное на глаз выветривание сильно меняет физические свойства камня, и степень его выветрелости обязательно должна проверяться под микроскопом.

Макроскопически наблюдаемые признаки выветривания появляются уже при значительно большем развитии его. Они заключаются в уменьшении твердости порообразующих минералов, в мутном виде блестящих в свежем состоянии минералов (полевые шпаты, амфиболы), в появлении охристой окраски и дендритовидных новообразований на поверхности породы, в побурении этой поверхности, а также в легком вскипании покрывающей некоторые породы корочки от соляной кислоты.

Степень выветривания постепенно возрастает, увеличивается и глубина затрагиваемого выветриванием слоя породы, что связано с глубоким проникновением вод как по явным, так и по скрытым капиллярным трещинам, а также с замерзанием и оттаиванием воды, заполняющей поры в породе. Конечным результатом выветривания является полное преобразование породы в дресвообразную массу, состоящую из остатков наиболее устойчивых минералов с тем или иным количеством глинистого вещества.

При изучении выветрелости горной породы выявляется зависимость ее строительных качеств от степени выветрелости в настоящее время, а также определяется ее возможная долговечность. Для определения долговечности сопоставляется состояние камня в месторождении и в сооружениях, выстроенных из этого камня в прошлом. На основе такого сопоставления Гиршвальдом (1912) разработана методика изучения и предложена классификация строительных камней, учитывающая соотношение между петрографическими и техническими свойствами горной породы и ее погодоустойчивостью в условиях Средней Европы. Им выделены шесть классов погодоустойчивости камня. Каждому классу отвечает определенный качественный показатель, обозначаемый цифрами и представляющий собой сумму показателей, отражающих влияние отдельных свойств камня. Применение методики Гиршвальда требует детального изу-

чения петрографических (под микроскопом), химических, механических и физических свойств камня, поэтому эта методика является сложной. В Советском Союзе с некоторыми коррективами она применялась Б. В. Залесским и Б. П. Беликовым (1948) при изучении и определении долговечности облицовочных камней для строительства Дворца Советов в Москве. Как указывают названные исследователи, «недостатком метода Гиршвальда является то, что все его схемы построены применительно к тем климатическим условиям, которые имели место в Германии до начала XX в. Изменения вещественного состава воздуха, которые особенно значительны для атмосферы больших городов, не учтены в этих схемах».

Для определения строительных качеств важное значение представляют петрографо-минералогические исследования камня: уточнение качественного и количественного минерального состава породы, выявление ее структуры, характера связи между минеральными зернами, пористости, степени вторичных изменений, выветрелости и других показателей, от которых зависят свойства камня. Изучение этих показателей производится обычными способами, известными по курсу петрографии.

При рассмотрении структурных взаимоотношений между минералами выделяют, однако, четыре основных вида структур, в которых с наибольшей четкостью определяются характерные черты связи между отдельными зернами породы. Такими структурами являются:

- 1) диспергентная, в которой зерна породообразующих минералов рассеяны и относительно слабо связаны друг с другом;
- 2) симплексическая, образованная отчетливыми сростками зерен преобладающего минерала, создающими скелет породы в виде сетки, охватывающей и пересекающей агрегаты других минералов;
- 3) синдетическая, при которой связующей массы минералов меньше, чем преобладающих цементируемых; связующая масса может быть стекловатой, скрыто-, микро- и мелкокристаллической, а цементируемые зерна соприкасаются друг с другом;
- 4) базальная, в которой связующая аморфная или кристаллическая основная масса преобладает.

Высокая прочность характерна для пород, обладающих симплексической, синдетической и базальной структурами, и зависит от крепости скелетного или связующего вещества, по мере выветривания которого прочность понижается. Породы с диспергентной структурой остаются прочными только при свежести всех образующих их минералов. К наиболее прочным и погодостойким относятся мелко- и среднезернистые разновидности пород, тогда как породы с большой величиной зерна имеют меньшую механическую прочность и легче подвергаются выветриванию, особенно при стекловатой основной массе.

П о р и с т о с т ь свойственна даже очень плотным изверженным и метаморфическим породам, и с ней связан ряд технических свойств строительного камня — морозоупорность, звуко- и теплопроводность, объемный вес, воздухопроницаемость. Заполняющая

поры вода при замерзании увеличивается в объеме на 8%, что приводит к появлению и дальнейшему развитию трещин и, следовательно, к понижению прочности и разрушению камня. Эти явления происходят, однако, лишь при наличии открытых пор, соединяющихся друг с другом и легко доступных для проникновения воды, тогда как закрытые поры остаются свободными, понижают объемный вес породы, ее тепло- и звукопроводность. Воздухопроницаемой делают породу открытые поры. Такие весьма пористые породы, как вулканические туфы и осадочные известняки-ракушечники, несмотря на малую механическую прочность, широко используются строительной промышленностью при постройке невысоких зданий и верхних этажей многоэтажных сооружений, так как легко распиливаются на кирпичи и блоки правильной формы. Пористость является одним из важнейших свойств при оценке качества строительного камня и ее влияние настолько велико, что нередко маскирует влияние других факторов — минерального состава, структуры и пр. При изучении пористости под микроскопом обращают внимание на формы и размеры пор, характер их распределения и степень соединения между собой; от этих особенностей в очень сильной степени зависят процессы водопоглощения и водонасыщения породы.

Микротрещиноватость и пористость породы часто невозможно выявить даже под микроскопом без предварительного окрашивания ее. Для окрашивания обычно употребляется четырехпроцентный раствор нигрозина в спирте. Изготовленный образец опускается в краситель, в результате диффузии которого в породе проявляются незаметные на глаз тонкие, волосные трещины.

Лабораторные исследования. Наряду с геологическим, минералогическим и петрографическим изучением пригодность горной породы для использования в качестве строительного камня определяется путем различных лабораторных испытаний, содержание которых зависит от намечаемого применения породы. Для всех пород устанавливаются объемный и удельный веса, водопоглощение, морозоупорность и сопротивление сжатию; для ряда видов камня определяются также водонасыщение, прочность на растяжение и изгиб, сопротивление истиранию, вязкость и другие технические свойства.

По разности между удельным и объемным весами породы определяется ее пористость, обычно выражаемая в процентах к удельному весу. От пористости зависят водопоглощение и морозостойкость камня.

Водопоглощением называют способность камня впитывать воду при атмосферном давлении; оно характеризуется выраженным в процентах отношением количества поглощенной камнем воды к его весу в сухом состоянии. Водопоглощение менее 0,5% считается очень малым, более 8% — очень большим.

Водонасыщение представляет собой способность камня впитывать воду при давлении до 150 атм; оно всегда больше водопоглощения. Отношение водопоглощения к водонасыщению называется коэффициентом насыщения, который указы-

вает, какой процент открытых пор заполняется водой при водопоглощении.

Прочность камня определяется путем испытания проб, взятых из естественных обнажений, горных выработок и карьеров без применения взрывных работ и тщательно обработанных до стандартных размеров. Показателями прочности служат величины временного сопротивления сжатию, на разрыв и изгиб, измеряемые в килограммах на квадратный сантиметр. Для испытаний на сжатие отбираются образцы правильной кубической формы с размерами ребер 5 см для твердых пород и 7—10 см для мягких; для испытаний на изгиб необходимы образцы в виде пластинок размерами $12 \times 5 \times 1$ см. При детальных исследованиях механическая прочность испытывается в направлениях как параллельно, так и перпендикулярно слоистости. Обычно ограничиваются испытаниями породы на сжатие в сухом состоянии, если же минералого-петрографическое изучение камня приводит к выводу об ограниченной пригодности его вследствие неблагоприятного минерального состава, текстур и структур породы или о ее большой и неравномерной пористости, микротрещиноватости и выветрелости, то или месторождение бракуется, или испытываются также образцы в водонасыщенном состоянии. Испытания на разрыв и изгиб, а также на срезание или скалывание производятся сравнительно редко, при назначении камня для специального применения.

Размягчаемость камня представляет собой уменьшение его прочности при насыщении водой и характеризуется коэффициентом размягчения, т. е. отношением сопротивления камня сжатию в водонасыщенном виде к сопротивлению в сухом состоянии.

Морозоустойчивость (или морозостойкостью) называют способность камня во влажном состоянии выдерживать многократное замораживание и оттаивание без заметных разрушений. Показателем этого свойства является коэффициент морозоустойчивости, указывающий, насколько прочность стандартных образцов камня на сжатие после цикла (15—25 раз) замораживаний и оттаиваний меньше прочности таких же образцов в сухом состоянии. Чаще вместо коэффициента морозоустойчивости камня приводятся абсолютные значения величин временного сопротивления сжатию воздушно-сухих образцов и образцов, испытавших цикл замораживаний. Нередко ограничиваются определением коэффициента размягчения, который также является хорошим показателем стойкости породы по отношению к действию мороза.

Способность сопротивляться истиранию определяет возможность применения камня в дорожных покрытиях, для тротуаров, в качестве лестничных ступеней и т. п. Она устанавливается путем испытания на шлифовальных кругах разных систем и характеризуется потерей веса образца в граммах на 1 см^2 истираемой при определенных условиях площади.

Изнашиваемость камня для дорожной службы (щебень, брусчатка, шашка) определяется испытанием в барабане

Показатели главных строительных

Породы	Удельный вес	Объемный вес	Пористость, вес. %	Водопогло- щение в % по песу
Граниты	2,62—3,04	2,44—2,91	0,00—6,90, обычно до 2	0,07—3,00
Гранодиориты	2,66—2,75	2,50—2,75	До 6,4	До 3,8
Диориты	2,70—3,00	2,63—3,03	До 5,40	0,02—1,20
Габбро	2,78—3,30	2,54—3,30	До 4,00	До 3,15
Лабрадориты	2,69—2,97	2,65—2,94	До 1,50	До 0,9
Перидотиты	2,76—3,50	2,59—3,40	До 4,71	0,02—0,25
Сиениты	2,6—2,9	2,5—2,9	До 8,00	0,2—1,50
Кварцевые порфиры и дру- гие кислые эффузивные породы	2,4—2,7	2,15—2,62	До 9,00	До 6,7
Андезиты и порфириты . .	2,56—3,07	2,25—3,00	До 14,00	До 4,5
Андезито-базальты	Не опр.	1,47—3,00	0,6—48,7	0,05—5,6
Базальты	2,70—3,30	1,60—3,30	0,2—43,0	0,01—37,0
Диабазы	2,79—3,30	2,45—3,30	0,24—10,60	До 2,70
Бескварцевые порфиры, трахиты и фонолиты . .	2,20—2,66	2,12—2,65	1,29—7,10	До 4,05
ТUFFы вулканические и ту- фолавы	2,40—3,10	0,67—2,38	6,8—75,7	2,7—60,3
Туфопесчаники	Не опр.	1,71—1,98	До 22	До 15
Пемза	2,48—2,59	0,30—0,98	До 60,4	До 60
Гнейсы	2,40—2,90	2,40—2,82	До 2,24	До 0,7
Амфиболиты	2,92—3,00	2,92—2,97	До 2,00	До 0,3
Кварциты	2,62—2,68	2,47—2,66	До 1,6	До 2,59
Мраморы	2,68—2,90	2,62—2,89	До 3,5	До 1,15
Песчаники	2,32—3,00	1,60—2,77	0,5—35,0	До 17,3
Известняки				
разной плотности . .	2,33—2,90	1,80—2,60	До 10,0	До 28,0
оолитовые, пористые	Не опр.	1,30—2,37	До 50,0	До 41,0
ракушечники	» »	0,8—2,5	До 70,0	1,8—30,0
Доломиты	2,81—2,88	1,81—2,70	До 27,5	До 12

Деваля. Сущность испытания заключается в трении обломков испытуемой породы между собой и о стенки барабана, причем получается некоторое количество мелочи с величиной частиц менее 1,6 мм; отношение веса этой мелочи к первоначальному весу испытуемой породы, выраженное в процентах, составляет коэффициент изнашиваемости ее.

Вязкость представляет собой способность камня сопротивляться разделению на отдельные зерна. Определяется она путем испытаний цилиндрических образцов камня на копке Пэджа ударами бабы с нарастающей, строго регламентированной силой и характеризуется порядковым номером удара, вызвавшего разрушение образца. К вязким относятся каменные материалы с номером удара 5 и более. Зависит вязкость от минерального состава и структуры породы. Из

свойств некоторых горных пород

Временное сопротивление сжатию, кг/см ²			Временное сопротивле- ние удару, № удара	Потери при истирании, г/см ³	Износ в барабане Деваля, %
воздушно- сухих	водонасы- щенных	после цикла замораживаний			
480—3700	350—3220	912—3280	5—18	0,01—0,48	0,2—4,0
729—1820	787—1800	До 980	До 19	Не опр.	0,2—5,5
719—3000	До 2250	До 2196	Не опр.	0,1	2,0
381—3750	До 2770	До 1223	» »	0,05—0,70	До 8,0
750—2520	1260—2520	До 2230	До 12—16	0,04—0,63	2,0
1710—3220	1500—2550	1180—1820	Не опр.	Не опр.	4,1
500—2500	78—2500	Не опр.	» »	» »	До 3,0
760—1800	Не опр.	» »	» »	» »	Не опр.
100—3000	До 1950	До 1175	» »	0,45	0,3—6,4
180—3160	Не опр.	Не опр.	» »	Не опр.	1,7—17,7
71—5000	До 2610	» »	» »	» »	До 8
200—4600	До 3170	До 1592	11—30	2,80—5,13	До 3,6
200—3500	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4,8—6,6
30—1623	39—1234	40—230	» »	» »	Не опр.
25—85	Не опр.	Не опр.	» »	» »	» »
45—63	» »	» »	» »	» »	» »
480—3936	До 3300	До 3070	» »	0,14—0,31	» »
1210—1430	1150—1400	Не опр.	» »	Не опр.	» »
1000—4550	До 4370	До 4370	До 17	0,08—0,31	» »
300—3450	До 3880	До 3390	3—21	0,24—2,77	» »
47—3300	До 3170	До 3210	Не опр.	Не опр.	2,8—23,7
100—3300	До 2243	Не опр.	» »	» »	2,4—12,6
18—300	Не опр.	» »	» »	» »	25—26
3—733	6—50	» »	» »	» »	Не опр.
72—2507	49—2116	49—1453	» »	» »	» »

минералов большой вязкостью обладают пироксены и амфиболы, из пород же к наиболее вязким относятся такие, у которых эти минералы являются главными породообразующими, а структура отвечает симплексическому типу (офитовая, диабазовая) — диориты, габбро и диабазы.

Полируемость, т. е. способность камня образовывать при соответствующей обработке гладкие зеркальные поверхности, испытывается на шлифовальных кругах и оценивается визуально по качеству отражения света. Это свойство ценно в облицовочном камне, так как полировка углубляет его окраску, уменьшает осаждение пыли и сажи, способствует стоку воды и потому повышает погодостойкость камня; в камне для мощения дорог, для полов, ступеней лестниц и т. п. применения оно вредно, так как полированные

поверхности являются скользкими. Лучше всего принимают полировку однородные по минеральному составу и структуре кристаллически-зернистые породы; пористые и сильно сланцеватые породы, а также породы с минералами разной твердости не полируются.

В необходимых случаях производится испытание пород на изменение объема при увлажнении и высыхании, определяются термические свойства камня — коэффициент термического расширения, удельная теплоемкость, теплопроводность и огнестойкость, а также твердость, звукопроводность и воздухопроницаемость. Особо изучаются химические свойства породы. Последнее важно как для уточнения представлений о климатической стойкости (долговечности) камня, так и в том случае, когда порода предназначается для дробления на щебень, идущий в качестве наполнителя в бетоны. Вредными оказываются явления растворимости, окисления, гидратации и карбонатизации камня, вызывающие в бетоне ряд нежелательных последствий, ведущих к понижению его прочности.

Пределы колебаний главных строительных свойств ряда горных пород приводятся в табл. 27.

Требования промышленности к качеству камня. Требования промышленности к естественным строительным материалам чрезвычайно разнообразны, зависят от характера использования камня и регламентированы соответствующими ГОСТами и ведомственными техническими условиями. От любого вида камня требуется прежде всего та или иная прочность на сжатие (табл. 28).

Таблица 28

**Минимальная прочность на сжатие,
требуемая от различных видов камня**

Вид камня	Временное сопротивление сжатию в воздушно-сухом виде, кг/см ²
Бутовый камень	Не ниже 100
Щебень для обычных бетонов	400—600
Щебень для гидротехнических бетонов	625—1000
Щебень для дорожных покрытий	300—1000
Шашка и брусчатка для дорог 1 класса	Не ниже 1000
Бортовой камень	Не ниже 1000
Стеновой камень из ракушечника	4—50
Стеновой камень из туфовых материалов	35—80
Облицовочный камень из изверженных пород	Не ниже 1000
Облицовочный камень из известняков	Не ниже 200

Требования к бутовому камню относительно низкие, так как при использовании его для кладки фундаментов он заливается цементом и подвергается лишь слабому воздействию атмосферных агентов. Камень для этой цели должен быть плотным (объемный вес не ниже

1,8), обладать слабым водопоглощением (не более 10%), выдерживать без разрушений от 15 до 50 замораживаний, иметь коэффициент размягчения не менее 0,70; необходимая размерность кусков — от 450 до 100 мм. Этим условиям удовлетворяют различные изверженные, метаморфические и осадочные породы, за исключением рыхлых, пористых и сланцеватых.

Щебень для бетонных работ должен обладать прочностью, в 1,5—2 раза больше прочности бетона из применяемой марки цемента; допустимое водонасыщение составляет 3—5%, коэффициент размягчения — не менее 0,8. К щебню для гидротехнических и специальных бетонов предъявляются повышенные требования.

Щебень для дорожных покрытий, помимо прочности, испытывается также на износ в барабане Деваля; в зависимости от класса дорог допустимый износ может составлять от 3 до 15%. Щебень для баллаستировки железных дорог может иметь водопоглощение до 1,5%, при большем же испытывается на морозостойкость; износ такого щебня в барабане Деваля должен составлять не более 7%.

Шашка и брусчатка относятся к грубо околотому или отесанному камню, служащему для мощения дорог. По существующему стандарту применимый для дорог первого класса камень этого типа должен иметь объемный вес не ниже 2,55, водопоглощение — не более 0,6%, износ в барабане Деваля — не более 14%, сопротивление удару — не менее 15, морозостойкость — не менее 25 циклов.

Для строительства гидротехнических сооружений (плотины, дамбы, волноломы и др.) применяются камни крупных габаритов, имеющие большой объемный вес, минимальную пористость, малое водопоглощение и размягчаемость, ничтожную растворимость в воде; сопротивление сжатию у таких камней должно быть максимальным.

Для кладки стен при гражданском строительстве применяются горные породы с относительно низким объемным весом и высокой пористостью, обеспечивающей малую теплопроводность камня. Камень должен легко распиливаться и обрабатываться на блоки и плиты стандартных размеров и форм, а также выдерживать без видимых повреждений не менее 10—15 замораживаний при потерях прочности на сжатие не более 25%. Из магматических пород этим требованиям хорошо удовлетворяют вулканические туфы и туфолавы. Объемный вес туфовых стеновых материалов должен быть не выше 1,24, а водопоглощение — не более 50% (по весу).

Для облицовки зданий и сооружений и в качестве декоративного камня пригодны лишь плотные и климатически стойкие (долговечные) горные породы, хорошо сопротивляющиеся влиянию колебаний температуры и действию мороза, обладающие неизменяющейся под воздействием атмосферных агентов красивой окраской или рисунком. Применимы такие породы, однако, лишь при условии, если из них можно получить блоки и плиты объемом не менее 0,1 м³. Из магматических и метаморфических пород для наружной облицовки чаще всего используются граниты, лабрадориты, габбро и кварциты; применение их ограничено лишь вследствие значительных

затрат на добычу и обработку камня. Прочность декоративного, облицовочного и монументального камня должна быть не ниже 1000 кг/см^2 , водопоглощение — не более 0,5%, потери при истирании (учитываемые при определении пригодности камня для получения ступеней и половых плит) — не более $0,25 \text{ г/см}^2$. Долговечность камня определяется путем изучения поведения его в старинных постройках и в естественных обнажениях, а также специальными лабораторными исследованиями. К камню для внутренней облицовки зданий предъявляются менее строгие требования.

Строительные свойства отдельных групп горных пород. Граниты среди магматических горных пород наиболее широко распространены в природе и столь же широко применяются в строительстве. Они обладают благоприятным для строительного камня минеральным составом, отличающимся высоким содержанием кварца, обычно небольшим количеством слюды и отсутствием сульфидов. Для гранитов характерны массивная текстура и структуры, принадлежащие чаще всего к симплексическому и синдетическому типам с хорошей связанностью зерен кварца, как бы цементирующих и охватывающих кристаллы полевого шпата. При свежести и нетрещиноватости последнего граниты имеют высокую механическую прочность. Мелкозернистые граниты прочнее крупнозернистых и порфировидных, а граниты кристаллических щитов прочнее геосинклинальных. Важным техническим свойством гранитов является их способность относительно легко колоться по некоторым плоскостям с образованием гладких и ровных поверхностей; плоскости облегченного раскола могут быть обусловлены как трещинной тектоникой, так и определенной пространственной ориентировкой слагающих граниты минералов — пластинок слюды, плоскостей спайности полевых шпатов.

Граниты весьма разнообразны по цвету, связанному в основном с окраской полевых шпатов, которые могут быть белыми, серыми, желтыми, розовыми, мясо-красными. Различные сочетания отдельных компонентов и изменения структуры обуславливают различные сочетания цветов и большое многообразие оттенков и декоративного рисунка гранитов. Граниты хорошо обрабатываются и полируются.

Прочность гранита снижается при выветрелости и интенсивной трещиноватости полевых шпатов. Неблагоприятным в гранитах является наличие шлиров, ксенолитов и жильных пород.

Гранодиориты и диориты по механической прочности уступают гранитам, что связано с иным минеральным составом этих пород — меньшим содержанием или отсутствием кварца, преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом; благоприятна замена слюды в диоритах роговой обманкой и пироксенами, повышающая вязкость породы. Стойкость против выветривания у гранодиоритов и диоритов высокая, и обе породы, подобно гранитам, находят в строительстве разнообразное применение — от бута и щебня до облицовочного и скульптурного камня.

Г а б б р о как строительный материал имеет меньшее значение. В свежем виде стойкость его против выветривания высокая, однако резко понижается при неравномернозернистой структуре. Даже слабо затронутое выветриванием габбро под действием атмосферных агентов в дальнейшем легко разрушается. Применяется оно при массивной текстуре, офитовой структуре и параллелепipedальной отдельности и при обязательной свежести и нетрещиноватости плагио-оклаза; габбро полосчатой текстуры, габбровой структуры и с шаровой или неправильнополиэдрической отдельностью неблагоприятны для использования. Габбро легко полируется, и мелкозернистые разновидности его служат хорошим облицовочным материалом высокой прочности. Большой удельный вес позволяет применять габбро для оснований подводных сооружений.

Л а б р а д о р и т ы, т. е. кристаллически-зернистые породы, состоящие исключительно или преимущественно из лабрадора, обладают очень ценными декоративными качествами вследствие красивой игры цветов на плоскостях спайности, имеющих отливы синих, голубых и золотистых тонов. Лабрадориты хорошо полируются и применяются только в качестве облицовочного и орнаментовочного камня.

П е р и д о т и т ы, в разной степени серпентинизированные, но свежие, не подвергшиеся выветриванию, обладают высокой прочностью и большой твердостью, позволяющими применять полученный из перидотитов щебень для дорожного строительства и в качестве наполнителя в бетоны. Свойственная перидотитам эллипсоидальная отдельность не позволяет использовать их в качестве штучного камня, а большая твердость камня вызывает большие расходы по специальной эксплуатации месторождений. Рационально использовать перидотиты, извлекаемые из недр в больших количествах при разработке связанных с ними месторождений полезных ископаемых, например месторождений хризотил-асбеста.

С и е н и т ы по своим свойствам близки к гранитам, но отличаются от них меньшей стойкостью в отношении выветривания.

* К в а р ц е в ы е п о р ф и р ы и д р у г и е к и с л ы е э ф ф у з и в н ы е п о р о д ы применимы в качестве щебеночного камня для шоссеиных и железных дорог, а также камня для мощения улиц лишь при высоком содержании кварца и плотном афанитовом строении с преобладанием скрыто- и явнокристаллической основной массы над количеством вкрапленников. Ценной является также пластовая или параллелепipedальная отдельность. Обязательным является отсутствие признаков выветривания.

Б а з а л ь т ы, а н д е з и т о - б а з а л ь т ы и а н д е з и т ы непостоянны по физико-механическим свойствам, которые зависят от минерального состава, структуры породы, пористости и свежести минералов. Наилучшие механические свойства характерны для пород с преобладанием цветных минералов (авгит, гиперстен, оливин) над плагиооклазами, основная масса у которых обладает структурами синдетического типа (офитовой, долеритовой, интерсертальной); пористость влияет в меньшей мере. Базальты имеют

большую твердость, хрупки, трудно поддаются обработке, часто хорошо полируются. Все породы этой группы относятся к морозостойким, выдерживающим без разрушения до 100 и более замораживаний, они хорошо проводят тепло и поэтому мало пригодны для сооружения жилых зданий. Применяются главным образом в качестве бутового камня и щебня для бетонов и дорожного строительства; при наличии благоприятной отдельности (пластовой, призматической) употребляются для мощения улиц; особо плотные породы используются в гидротехническом строительстве. Базальты являются прекрасным материалом для каменного литья (см. ниже).

Д и а б а з ы, представляющие собой древние эффузивные породы, эквивалентные базальтам, отличаются высокой твердостью, прочностью и вязкостью, что связано с большим содержанием в их составе железо-магнезиальных силикатов и свойственной этим породам офитовой структурой, принадлежащей к структурам синдетического типа. Диабазы мало изнашиваются, часто обладают пластовой и параллелепипедальной отдельностью и в виде брусчатки широко применяются для мощения дорог и улиц. Лишь в зонах интенсивного дробления, в которых сильно проявляются процессы выветривания, они становятся непригодными к использованию.

Б е с к в а р ц е в ы е (п о л е в о ш п а т о в ы е) п о р ф и р ы, **т р а х и т ы** и **ф о н о л и т ы** обладают пониженной плотностью и значительной пористостью, часто трещиноваты. Они характеризуются обычно небольшим временным сопротивлением сжатию, значительной изнашиваемостью при истирании, малой морозостойкостью и легко обрабатываются, но трахиты не принимают полировки. Применяются эти породы для бута и щебенки в бетоны, из трахитов иногда делают колонны, карнизы и ступени лестниц. Сопротивляемость трахитов выветриванию незначительна.

В у л к а н и ч е с к и е т у ф ы и **т у ф о л а в ы** при большом разнообразии их по составу и физико-механическим свойствам обладают рядом ценных качеств. Они хорошо сопротивляются выветриванию и сохраняются в разных атмосферных условиях, незвукопроводны и нетеплопроводны и, несмотря на большую пористость, морозостойки, так как пустоты соединяются между собой. Туфы легко обрабатываются, распиливаются даже обычной пилой, режутся ножом и пробиваются гвоздями, шлифуются, но не полируются. Идут они преимущественно на кладку стен невысоких жилых зданий, на устройство перегородок и огнестойких перекрытий и перемычек, используются также в качестве орнаментовочного и декоративного камня, чему благоприятствует наличие туфов разных цветов — красных, черных и иных. Применяются туфы и в виде щебня, идущего как наполнитель в легкие бетоны. Сказанное относится к туфам кайнозойского и мезозойского возраста, но не более древним.

Г н е й с ы по механическим и физическим свойствам в свежем виде не уступают гранитам, однако сопротивление на излом параллельно сланцеватости у них в 1,5—2 раза меньше, чем в перпендикулярном направлении. По плоскостям сланцеватости они легко раска-

лываются на плиты, но при обилии слюд столь же легко расслаиваются при замерзании и оттаивании. Предпочтительно слабое развитие сланцеватой или гнейсовой текстуры, чечевицеобразное расположение слюдяных полос и грубая (но не тонкая) пластовая отдельность. Применяются гнейсы при бутовой кладке, как материал для щебня и отчасти в виде плит для мощения дорог.

Амфиболиты принадлежат к погодостойким достаточно прочным и вязким породам, применяемым при массивной текстуре и благоприятной структуре в качестве поделочных и облицовочных материалов.

Кварциты, характеристика которых дана в главе 24, используются в строительстве в качестве облицовочного, декоративного и монументального камня. Обязательное условие такого использования — красивая окраска камня и возможность получения блоков необходимых размеров. Кварциты хорошо противостоят выветриванию и обладают очень высокой механической прочностью, но вследствие большой твердости и трудности обработки применение их ограничено.

Мраморы применяются в строительном деле для облицовки зданий, а также для полов, ступеней, перил, подоконников, колонн (см. главу 22). Этому благоприятствует ряд положительных свойств камня — небольшая твердость, достаточно высокая механическая прочность, способность распиливаться на плиты и тонкие пластины, а также способность хорошо шлифоваться и полироваться. Важное значение имеет цвет и рисунок мрамора.

К свойствам, ограничивающим применимость мрамора в отделке зданий, относится недостаточная погодостойкость его в условиях влажного климата. Мрамор легко разрушается кислотами и неустойчив по отношению к сернистому газу и углекислыми водам. Используется он поэтому преимущественно для внутренней отделки помещений.

Географическое расположение месторождений строительного камня

На территории СССР изверженные и метаморфические породы широко распространены в областях выходов на поверхность древнего кристаллического фундамента и в складчатых (геосинклинальных) областях. В качестве месторождений естественного строительного камня выходы этих пород имеют значение лишь тогда, когда они расположены в экономически развитом или развивающемся районе с большим объемом строительства и наличием удобных для массовых перевозок путей сообщения. Строительный камень должен быть дешевым материалом, транспортные же издержки составляют значительную часть его стоимости. Широкое развитие строительства в нашей стране и промышленное освоение многих новых районов делают неизбежным вовлечение в разработку ряда пока еще не используемых массивов камня.

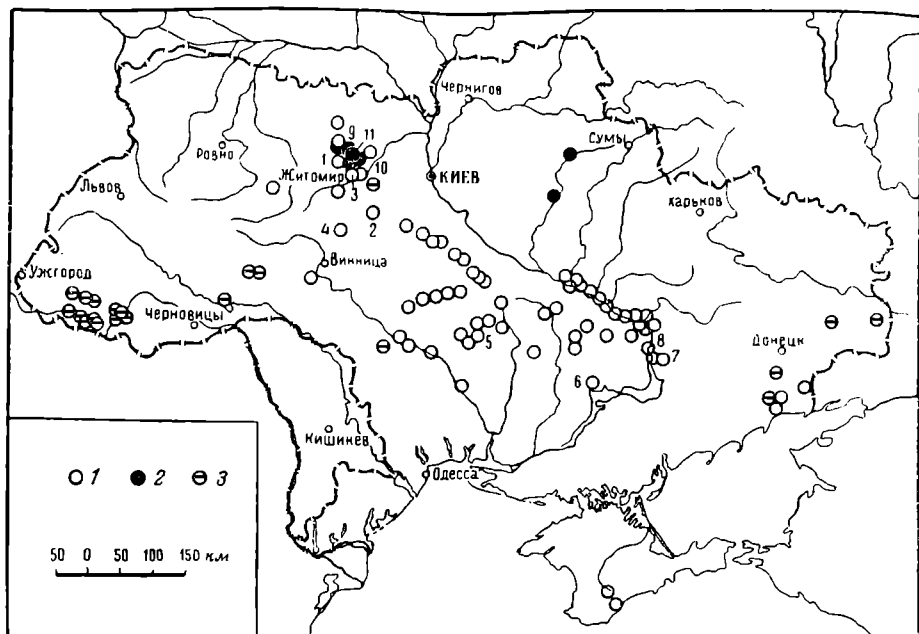


Рис. 96. Месторождения естественных строительных камней магматического и метаморфического происхождения в Украинской ССР

1 — месторождения кислых изверженных пород; 2 — месторождения лабрадоритов и габбро; 3 — месторождения мраморов

Цифрами обозначены месторождения особо ценных облицовочных камней: 1 — Лезниковское; 2 — Коринское; 3 — Крошвянское; 4 — Жежелевское; 5 — Ново-Украинское; 6 — Токовское; 7 — Янцевское; 8 — Натальевское; 9 — Турчинское; 10 — Головинское; 11 — Каменный Брод

Крупнейшим районом камнедобывающей промышленности в СССР является Украина, где в пределах Украинского кристаллического массива многочисленны месторождения разнообразных изверженных пород (рис. 96), среди которых наиболее распространены граниты и гнейсо-граниты. В юго-восточной и южной частях массива эти породы разрабатываются лишь на бут и щебень, тогда как в северной и северо-западной частях получают также облицовочный и штучный камень с высокими декоративными и техническими свойствами. Особо известны розово-красные граниты Лезниковского месторождения (Житомирская обл.), примененные для облицовки мавзолея В. И. Ленина и других сооружений. Разных оттенков красные граниты свойственны также другим месторождениям (Токовское в Днепропетровской обл., Капустинское и Ново-Украинское в Кировоградской обл. и др.); в иных месторождениях граниты имеют серую окраску светлых и темных тонов и отличаются также по структуре.

Большой интерес и ценность представляют лабрадориты (анортозиты) — они обладают исключительными архитектурно-декоративными свойствами и относятся к лучшим облицовочным камням

мира. Месторождения лабрадоритов сконцентрированы в Житомирской области, они известны в Киевской и Кировоградской областях. Вместе с гранитами украинские лабрадориты применены в облицовке ряда правительственных, общественных и жилых зданий, станций метро, мостов и иных сооружений Москвы, Киева и других городов Советского Союза.

В небольших масштабах на Украине используются габбро, гранодиориты и порфириды. В Крыму разрабатываются месторождения диабазов и порфиров, используемых преимущественно в виде брусчатки и бута. В Закарпатье известны месторождения мраморов. Для северной части Украинского кристаллического массива характерны также кварциты (Овручский район Житомирской области), пригодные для получения облицовочного камня, но разрабатываемые в настоящее время лишь для производства динаса.

Вторым крупным районом распространения магматических и метаморфических пород, обладающих высокими строительными свойствами, является Балтийский щит (Кольский полуостров, Карельская АССР, северная часть Ленинградской области). Многочисленные месторождения гранитов разных расцветок и рисунков располагаются по берегам и на островах Ладожского озера, на Карельском перешейке (близ городов Выборг и Приозерск), по восточному побережью Онежского озера, вдоль Кировской ж. д. и Беломорско-Балтийского канала, у г. Медвежьегорска и вдоль берегов Белого моря. В прошлом (XVIII—XIX вв.) граниты этих месторождений широко применялись при строительстве ряда монументальных сооружений старого Петербурга (Исакиевский собор, Зимний дворец, Эрмитаж, Александровская колонна и др.) и бывших царских резиденций, в крупных масштабах используются они для облицовки зданий и набережных, для мостовых устоев, в качестве парпетного, монументального и бордюрного камня и в настоящее время. Сравнительно с гранитами Украины граниты Балтийского щита выгодно отличаются большей свежестью, что связано с абразивной деятельностью ледников, глубоко вскрывших гранитные массивы и срезавших их верхние выветрелые части.

На западном побережье Онежского озера эксплуатируется ряд месторождений габбро-диабазы, используемого преимущественно на брусчатку для мостовых. Там же находится ряд месторождений кварцитов, в частности Шокшинское месторождение декоративных малиново-красных кварцитов. В Карелии известны также месторождения кальцитовых и доломитовых мраморов. Осуществленная реконструкция Волго-Балтийского водного пути позволяет дешево вывозить карельский камень на большегрузных судах в центральные области европейской части Союза, лишённые собственных месторождений облицовочного и монументального камня, и создает условия для дальнейшего резкого увеличения его добычи.

Третьим крупным районом распространения и добычи естественного строительного камня изверженного и метаморфического происхождения является Урал. Наряду с использованием разнообразных

вмещающих пород, извлекаемых при разработке различных металлических и неметаллических полезных ископаемых, для получения щебня, брусчатки, плиты, делового, облицовочного и отчасти монументального камня разрабатываются преимущественно граниты, огромные массивы которых распространены здесь на хорошо обжитых территориях и доступны для эксплуатации. Наиболее крупные карьеры гранитов эксплуатируются вблизи городов Свердловска и Челябинска. На Среднем и Северном Урале широко распространены также габбро. На Урале же сосредоточены наиболее крупные и интенсивно разрабатываемые месторождения облицовочных и электротехнических мраморов (Нижне-Тагильское, Мраморское, Уфалейское, Коелгинское, Прохорово-Баландипское и др.), обладающих различными цветными оттенками и рисунком и примененные, в частности, в облицовке ряда станций метро как в Москве, так и в Ленинграде.

На Кавказе глубинные магматические породы (граниты и др.) обнажаются главным образом в пределах Главного хребта и его высокогорных малонаселенных склонов, вследствие чего в строительстве применяются мало. В больших масштабах в качестве стенового камня разрабатываются туфы и туфовые лавы, занимающие огромные площади в Алагезском районе Армении (Артикское месторождение), в смежных районах и в Грузии. В Армении известны постройки из туфа, относящиеся к IV—V в. н. э.; некоторые туфы в пришлифованном виде или без дополнительной обработки применены в облицовке крупных сооружений (здания Днепротэса, отдельные станции метро). В районе Кутаиси для получения брусчатки, бутового и штучного камня разрабатываются месторождения тешени-тов (разновидность диабаз). В Грузии и Армении эксплуатируется ряд месторождений мраморов, дающих облицовочный камень разных цветов и рисунков (месторождения Садахло, Шроша, Салиэти и другие в Грузии; Арзакенд, Агверан, Агамзалу, Давалу, Хорви-раб — в Армении). По масштабам добычи мраморов Грузия и Армения находятся в Советском Союзе на втором, после Урала, месте.

Разнообразные изверженные породы слагают огромные массивы на Алтае, Салаире, в Кузнецком Алатау, Саянах, Забайкалье, Приморье и в ряде других районов азиатской части СССР. Разрабатываются, однако, только отдельные месторождения, располагающиеся в промышленных и осваиваемых районах и лежащие вдоль железных дорог и судоходных рек. Граниты, развитые особенно широко, используются преимущественно для получения бута и щебня и лишь местами — в качестве тесаного облицовочного камня и камня для гидротехнического строительства. Для обеспечения бутом и щебнем потребностей нового гидротехнического, промышленного, дорожного и жилищного строительства в Восточной Сибири и Забайкалье разведан ряд месторождений гранитов, траппов, габбро-диабазов и других пород, позволяющих организовать крупные механизированные карьеры по добыче камня. В Приморье и в Читинской области многочисленны месторождения пористых базальтов, андезито-ба-

зальтов и туфов, используемые для получения легкого стенового камня. Месторождения мраморов распространены широко, но не изучены, разрабатываются лишь отдельные месторождения с особо ценными декоративными свойствами на Алтае (Ороктойское), Салаире (Пуштулимское), в Саянах (Кибики-Кордонское) и Еврейской автономной области (Бираканское).

В Казахстане и Средней Азии развиты различные типы изверженных горных пород, однако используются они в ограниченных масштабах и только для местных нужд, а строительные свойства их почти не изучены. Добыча высокодекоративного мрамора производится лишь на Газганском месторождении (Узбекская ССР); мрамор применен для облицовки ряда станций московского метро и в зданиях Москвы, Ташкента и Киева.

К областям, практически лишенным месторождений строительного камня магматического и метаморфического происхождения, относятся Западно-Сибирская низменность, пустыни Средней Азии, Прикаспийская низменность, почти вся Белоруссия, Печерская низменность и ряд центральных областей европейской территории Союза, где ограниченных размеров выходы гранитов, например, известны лишь в Воронежской области.

Разработка месторождений строительного камня производится открытым способом. При добыче штучного камня взрывные работы почти неприменимы, монолиты же получают путем использования естественных трещин, отбойки блоков бурением шпуров и клиновой работой. При эксплуатации месторождений относительно мягкого камня (вулканические туфы, мраморы и др.) применяются различных конструкций ударные врубные машины, канатные и дисковые пилы. В процессе добычи штучного камня получается большое количество мелочи и глыб неправильной формы, используемых попутно в виде бута, щебня и брусчатки. В зависимости от выхода штучного камня, а также от степени механизации работ себестоимость даже одинаковой по качеству продукции на разных карьерах колеблется в очень широких пределах.

КРОВЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Естественными кровельными материалами являются кровельные сланцы — некоторые разновидности глинистых, кремнистых, слюдистых, хлоритовых и иных сланцев, а также филлитов, легко раскалывающиеся по плоскостям сланцеватости на ровные и тонкие (2—8 мм) плоские плитки. Они должны иметь достаточную плотность и вязкость, твердость, слабую водонасыщаемость (не выше 0,8), малую размягчаемость, неизменяющуюся окраску, быть стойкими против агентов выветривания, легко разрезаться специальными ножницами и пробиваться гвоздями без раскалывания.

Этими свойствами обладают сланцы, состоящие на 40—60 % из слюдистых минералов (серицит, гидрослюда, хлорит), мельчайшие чешуйки которых, измеряемые долями микрона и 1—2 мм,

располагаются взаимно параллельно, обеспечивая хорошую сланцеватость породы. Прочность и твердость сланцев обуславливаются наличием в их составе кварца, плагиоклаза или других силикатов, зерна которых, также очень мелкие, равномерно распределены между слюдястыми чешуйками. В составе кровельных сланцев участвуют также глинистое и углеродистое (графитовое) вещество, рутил, циркон, турмалин, гематит, кальцит, доломит, сидерит, пирит и др.

Свойства сланцев в значительной мере определяются их микроструктурой, изучаемой в шлифах, изготовленных перпендикулярно к сланцеватости. В лучших по качеству кровельных сланцах чешуйки слюд образуют непрерывные взаимосвязанные волнистые слои, составляющие как бы каркас породы и цементирующие заключенные среди них зерна кварца и силикатов и их агрегаты; в худших разновидностях чешуйки слюд располагаются непрерывными неволнистыми слоями, слабо связанными между собой и легко пропускающими влагу, разлагающую породу; еще хуже сланцы, в которых мало слюды и она либо распределена в виде прерывистых слоев, либо рассеяна беспорядочно.

Отрицательную роль в кровельных сланцах играют карбонаты, при воздействии на которые сернистых газов воздуха образуются сульфатные соединения, вызывающие разрушение сланца. К вредным примесям относится также пирит, легко подвергающийся разложению, приводящему к нежелательной бурой и коричневой пятнистой окраске; кровельные сланцы с такой расцветкой характерны для зоны выветривания. Допустимое содержание пирита составляет не более 3—4%.

Обычный цвет кровельных сланцев серый, серо-зеленый и черный, окраска объясняется присутствием углеродистого вещества, хлорита и закисного железа. Реже встречаются сланцы разных тонов красного цвета, окрашенные рассеянным гематитом, а также пятнистые и пестроокрашенные сланцы.

Удельный вес кровельных сланцев около 2,7—2,8, пористость колеблется от 0,3 до 3%, временное сопротивление сжатию от 500 до 2400 кг/см². Большое значение в кровельных сланцах имеет прочность на излом перпендикулярно сланцеватости, необходимая величина которой определяется упрощенным способом. Плитка толщиной 5 мм и шириной 10 см, лежащая на двух опорах с расстоянием между ними 30 см, должна выдерживать равномерно распределенную нагрузку не менее 10 кг. По существующим требованиям плитки кровельного сланца должны выдерживать без заметных разрушений 25-кратное замораживание при температуре —15° С.

Важным показателем качества кровельных сланцев является их долговечность (погодостойкость), зависящая в основном от микроструктуры. Лучшие по долговечности разновидности служат сотни лет, нередко переживая сами строения. В Англии, Франции и США известны старинные здания и доисторические надгробные плиты, в которых сланцы в хорошем состоянии сохраняются до 2500 лет и более. Климатическая стойкость иных разновидностей ограничи-

вается 5—10 годами. Оценка долговечности производится по предположенным Гиршвальдом таблицам, учитывающим минеральный и химический состав, структуру и физико-механические свойства породы. По долговечности кровельные сланцевые плитки делятся на пять сортов; плитки первого (высшего) сорта способны выдержать без ухудшения физико-механических свойств свыше 250 лет, тогда как плитки пятого сорта сильно разрушаются уже через 5—10 лет.

Лучшими среди кровельных сланцев являются слюдистые, наиболее богатые серицитом и содержащие глинистое вещество в небольших количествах. Последнего больше всего в глинистых сланцах. В филлитах качество породы понижается вследствие увеличения зернистости и размеров чешуй слюд.

Согласно стандарту прямоугольные кровельные плитки изготавливаются размерами (в см) от 25×15 до 60×35 , а косоугольные — площадью не менее $400\text{--}500\text{ см}^2$. Возможность получения материала такой и большей размерности целиком определяется строением месторождения, особенно же его тектоникой — расположением и густотой трещин, наличием участков с изогнутой и неправильной сланцеватостью, развитием зон дробления и дизъюнктивных нарушений, а также распространением даек изверженных пород и жильных образований.

Наряду с получением кровельных плиток кровельный сланец используется в производстве низковольтных распределительных щитов, рубильников и аппаратов в электропромышленности, а также в производстве некоторых строительных деталей (плит для внутренней облицовки помещений, лестничных ступеней, половых плит, подоконных досок и т. п.). Главнейшие требования, предъявляемые к кровельному сланцу электропромышленностью, касаются его механических и электроизоляционных свойств.

При добыче и производстве из них штучных изделий получается огромное количество отходов, составляющее до 80—90 % и более от общей добычи. В виде крошки, измельченной до размеров 0,4—1,7 мм, они применяются для бронирования (т. е. придания необходимой прочности) руберойда, а также могут служить в качестве наполнителя для некоторых видов бетона, крупных стеновых блоков и т. п. В Советском Союзе отходы и сами сланцы в тонкоразмолом виде применяются в качестве наполнителя в грамофонных пластинках, улучшающего их акустические свойства и механическую прочность, снижающего удельный вес.

По генезису месторождения кровельных сланцев относятся к метаморфическим, возникшим на первой (низкотемпературной) ступени регионального или динамического метаморфизма за счет перекристаллизации хорошо отсортированных тонкодисперсных глинистых пород.

В Советском Союзе месторождения кровельных сланцев известны в складчатых областях — в Карелии, на Украине (район Кривого Рога), на Урале (Атлянское месторождение), в Западной и Восточной Сибири, Забайкалье, Средней Азии, на северном и южном склонах

Кавказа (Ларское на Военно-Грузинской дороге; Красная Поляна близ Сочи; Инцобское в Кахетии и др.).

В СССР кровельный сланец добывается в ничтожных количествах и лишь для местных нужд, что объясняется малым выходом кровельной плитки (до 3—10%), ее высокой стоимостью, обусловленной большими затратами ручного труда, и невозможностью конкурировать с значительно более дешевым асбоцементным шифером. В США, где добыча и обработка сланца механизирована в большей мере, а отходы используются шире, производство штучной плитки в 1962 г. достигло 151 тыс. *т* при одновременном производстве дробленого сланца 393 тыс. *т*.

АКТИВНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ДОБАВКИ

Активными, или гидравлическими, добавками называют различные порошковатые вещества, вводимые в виде примеси в состав вяжущих материалов с целью придать им способность затвердевать под водой, а также повысить плотность вяжущих растворов, их упругость и сопротивление химическому воздействию кислот и солей. Основу этих свойств, называемых «гидравлическими», составляет взаимодействие некоторой части кремнезема, находящегося в тонкодисперсном или аморфном состоянии, со свободной известью и образование ряда известковистых силикатов.

Гидравлические добавки могут быть естественными или минеральными и искусственными. Из магматических горных пород к минеральным гидравлическим добавкам принадлежат пуццоланы и трассы. Пуццоланы представляют собой рыхлые или слабо сцементированные вулканогенные отложения (пеплы, пемзы, туфы), трассом же или трассами называют их уплотненные разновидности и некоторые лавы, в зависимости от состава которых различают трассы базальтовые, липаритовые и трахитовые. Из осадочных пород свойствами гидравлических добавок обладают диатомиты, трепелы и опоки (см. выше). Искусственными гидравлическими добавками служат некоторые доменные шлаки, кислые золы, слабо обожженные глинистые вещества и др.

По внешнему виду, петрографическому составу и результатам обычного химического анализа пуццоланы и трассы не отличаются от аналогичных им вулканических пород, не содержащих «активного» кремнезема, и для выявления гидравлических свойств этих пород прибегают к специальным методам, сущность которых сводится к определению количества извести, связанного при испытаниях с кремнеземом, содержащимся в единице веса испытуемой породы. По ГОСТ 6269—54 активность минеральных добавок определяется количеством извести (в мг), поглощаемой из известкового раствора одним граммом добавки в течение 30 суток (за 15 титрований); для пород вулканического происхождения она должна составлять не менее 50—60 мг.

Лучшими гидравлическими свойствами обладают вулканические породы, связанные с кислыми лавами, застывшими и отвердевшими

при резком охлаждении в результате соприкосновения с воздухом. Такие породы характерны для верхних горизонтов лавовых толщ и состоят в основном из стекла, среди которого в ограниченных количествах присутствуют обломки породообразующих минералов и еще реже встречаются включения инородных образований; общее содержание кремнезема может достигать 70—75%. Лавы такого же состава, застывшие на глубоких горизонтах, обычно не имеют гидравлических свойств; часто, однако, гидравлически активные трассы перемежаются с неактивными туфами.

Крупные месторождения пуццоланов высокого качества находятся в Италии, Греции, Франции, Японии, на Азорских и Канарских островах и островах Зеленого мыса; в СССР отдельные месторождения пуццоланов известны в Армении. Месторождения трассов широко распространены в областях молодого вулканизма и в Советском Союзе имеются в Крыму, на Северном Кавказе и в Армении, в Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и Камчатке.

Наиболее крупным и изученным является месторождение Карадаг в Крыму, трасс которого образовался из лавовой массы и обломочного материала, изверженных вулканом. По внешнему виду трасс является плотной породой ярко-зеленого или серого цвета, обладающей раковистым изломом и содержащей местами обломочные частицы. По химическому составу трасс отвечает липариту и содержит 70—74% кремнезема и 10—12% воды; активный кремнезем присутствует, по-видимому, в форме опала. Запасы трасса на Карадаге оцениваются в несколько десятков миллионов тонн.

Введение гидравлических добавок не только придает гидравлические свойства цементам, но и удешевляет их производство, так как трассы и пуццоланы не требуют обжига и нуждаются лишь в помоле. Применяются гидравлические вещества главным образом для подводных сооружений и сооружений, подверженных выщелачивающему действию вод.

КИСЛОТОУПОРНЫЕ КАМНИ

Естественные кислотоупорные горные породы применяются для постройки и защитной футеровки разнообразных установок и аппаратов, подвергающихся химическому действию таких агрессивных реагентов, как кислоты, щелочи, соли и едкие газы, а также испытывающих влияние высоких и резко меняющихся температур (от 200 до +3500° С) и давлений (от вакуума до 1000 атм), при которых происходят производственные процессы. Естественные кислотоупорные породы идут на производство цельнотесаных плит, кирпичей, брусков и фасонных изделий, а в дробленном и размолотом виде служат в качестве наполнителей в кислотоупорном бетоне и являются важнейшими составными частями кислотоупорных цементов.

В соответствии с назначением применяемые горные породы должны обладать некоторыми специфическими свойствами и удовлетворять определенным регламентированным требованиям, а именно:

1) быть кислотоупорными, т. е. хорошо сопротивляться воздействию различных кислот и других реагентов; это свойство оценивается по растворимости порошка породы в различных концентрированных кислотах (соляной, серной) при нагревании; показателем кислотоупорности служит выраженное в процентах отношение веса порошка после обработки (по определенной методике) кислотой к исходному весу; необходимая величина кислотоупорности для камня, идущего на штучные изделия, должна быть не менее 96%, а для порошка и щебня в цементы и бетоны — не ниже 93—95%;

2) иметь высокую огнеупорность и выдерживать без размягчения и плавления температуры до 1000° С;

3) обладать высокой механической прочностью, т. е. достаточным сопротивлением сжатию и изгибу, а также вязкостью;

4) выдерживать резкие колебания температур; не должны окисляться, впитывать или задерживать какие-либо вещества в своих порах.

Все эти свойства зависят от состава и строения породы. Так, большая кислотоупорность камня в основном обуславливается высоким содержанием кремнезема, плотностью, текстурой и структурой породы — благоприятно плотное однородное строение ее при отсутствии пустот, посторонних включений и шлировых выделений. При порфировой структуре неблагоприятны вкрапленники, выкрашивающиеся при резких температурных колебаниях. Как кислотоупорность, так и способность породы впитывать и задерживать вещества в сильной мере зависят от ее водопроницаемости и водопоглощаемости, в свою очередь зависящих от пористости; особенно вредны в этом отношении сообщающиеся поры, а также скрытые трещины.

В целом в кислотоупорных породах допустима лишь редкая сеть трещин отдельности, позволяющая добывать блоки камня определенных размеров и формы, необходимых для получения штучного камня. При густой сети трещин порода пригодна лишь на щебень и для размолла на порошок в цементы. Блоки, идущие на штучный камень, должны сравнительно легко подвергаться механической обработке, чрезмерная твердость породы нежелательна.

По существующим техническим условиям в зависимости от типа горной породы и назначения ее к кислотоупорному камню предъявляются также следующие требования: водопоглощение — не более 0,5—7,5%, временное сопротивление сжатию в сухом виде — 700—1200 кг/см², термическая стойкость (прочность на сжатие после 10—40 теплосмен) — не менее 400 кг/см², прочность на изгиб — не менее 165 кг/см².

Из изверженных горных пород кислотоупорными являются главным образом кислые мелкокристаллические, к которым относятся бештаунит (разновидность трахилипарита), андезиты, фельзиты, граниты и некоторые плотные туфы, а из метаморфических — кварциты. Особое место среди естественного кислотоупорного сырья

занимают базальты и диабазы, используемые наряду с некоторой частью андезитов в плавленом виде (см. ниже).

Наиболее высокими кислотоупорными свойствами среди пород, применяемых в Советском Союзе в устройствах для производства серной, соляной и других минеральных кислот, обладает бештаунит. Он представляет собой плотную породу серого цвета с ровной поверхностью излома. Структура бештаунита порфировая; основная масса имеет микрогранитную структуру и состоит из санидина с переменным количеством сильно оплавленных кристаллов кварца; вкрапленники представлены санидином, калиевым олигоклазом-альбитом или кальциевым анортотоклазом и в небольшом количестве кварцем, амфиболом и пироксеном; аксессуарными являются сфен, апатит и циркон. Бештаунит однороден и имеет значительную механическую прочность, мало изменяющуюся при воздействии кислот и резких сменах температуры. Его кислотоупорность в среднем 98%.

Андезит по своим свойствам уступает бештауниту, но также является высококачественным кислотоупорным камнем. Наряду с бештаунитом андезит применяется для футеровки башен Гловера и Гей-Люссака, сушильных и абсорбционных башен, для кладки электрофильтров и в качестве насадочного материала. Кислотоупорность андезитов 95—97%.

Фельзит, являющийся разновидностью кварцевого порфира, относится к очень прочным породам с малой пористостью и имеет кислотоупорность порядка 99,3—99,5%. Кислотоупорность гранитов 96—98,2%. Кварциты относятся к особо прочным породам, лишенным пор и потому не поглощающим воду и другие жидкости; их кислотоупорность 99,5%. Фельзиты, граниты и кварциты используются менее широко главным образом вследствие трудной обрабатываемости пород из-за их большой твердости. Служат они преимущественно в качестве наполнителей для абсорбционных и реакционных башен. Андезит, бештаунит и фельзиты в виде щебня и муки применяются также в качестве наполнителей в кислотоупорном цементе и бетоне.

Некоторые туфы, обладающие высокой кислотоупорностью (96—98%) и небольшим удельным весом, служат хорошим наполнителем и для башен, но для футеровки непригодны из-за большой пористости (до 60%) и малой механической прочности.

Химический состав кислотоупорных горных пород разнообразен (табл. 29).

Единственным месторождением бештаунита в СССР является гора Бештау близ Пятигорска, по которой эта порода и получила свое название. Андезиты развиты на Северном Кавказе и в Закавказье, на Урале, Алтае, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Наиболее известна Казбекская группа месторождений андезита, расположенная вдоль трассы Военно-Грузинской дороги в ущелье р. Терека, а также район г. Боржоми. Промышленное месторождение фельзитов (Покровское) находится в Свердловской области. Кислотоупорные граниты эксплуатируются в Уманском районе

Химический состав кислотоупорных горных пород (в %)

По А. Л. Туманскому и Э. М. Тукальской, 1948

Компо- ненты	Бештауниты горы Бештау	Андезиты Казбекского района	Фельзит Покров- ского место- рожде- ния	Гранит Умань- ского района	Туфовые лавы Артинского месторожде- ния	Кварциты Шокшин- ского месторожде- ния
SiO ₂	69,4—69,7	59,7—61,3	75,55	73,72	64,8—66,7	94,76—97,58
Al ₂ O ₃	12,5—13,2	14,9—16,2	12,85	14,69	14,23—16,95	0,4—5,22
Fe ₂ O ₃	1,5—1,7	6,1—6,6	1,22	0,45	3,03—3,93	0,42—5,60
FeO	0,8—1,0	0,44—0,98	0,24	1,22	Не опр.	0—0,84
TiO ₂	0,27	0,29—0,89	Не опр.	0,27	0,45—0,92	Не опр.
MnO	0,06	0,44—0,98	» »	Не опр.	0,07—0,46	Следы
CaO	2,36—2,44	0,27—0,56	Нет	1,4	2,38—2,86	0,14—0,34
MgO	1,36—1,4	5,5—6,5	0,25	0,13	0,31—1,16	0,04—0,19
Na ₂ O	3,1—3,3	4,4—5,0	0,20	2,7	4,7—6,14	0—0,11
K ₂ O	6,3—6,5	2,6—3,3	8,43	4,56	3,88—4,67	0,43—0,99
P ₂ O ₅	1,12—1,63	Не опр.	1,14	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SO ₃	Не опр.	» »	Не опр.	0,1	0,49	» »
H ₂ O	0,3—0,4	» »	» »	Не опр.	1,06—3,3	0,05
П. п. п.	Не опр.	» »	0,68	0,54	0,34	0,57—0,60

Киевской области и в Карелии (Кашинское месторождение), известны они также в Винницкой области, на Урале, в Таджикской ССР и в других районах. Кислотоупорные кварциты получают из Шокшинского месторождения в Карелии, однако лучшими кислотоупорными свойствами отличаются кварциты Сегозерского района (Центр. Карелия). Плотные кислотоупорные туфы известны в Армении и Закарпатье.

Применение кислотоупорного штучного камня ограничено вследствие его высокой стоимости, вызываемой трудностью добычи и обработки, требующими ручного труда, а также малым выходом готовой продукции из горной массы. Полноценным заменителем камня служит значительно более дешевый кислотоупорный бетон, из которого без больших затрат можно изготавливать даже различные фасонные изделия. Со штучным тесаным камнем соперничает также искусственный литой камень.

ПОРОДЫ ДЛЯ КАМЕННОГО ЛИТЬЯ

При камнелитейном производстве, минуя трудоемкую и дорогостоящую механическую обработку, путем плавления и отливки камню придают необходимую форму, сохраняя или даже улучшая при этом его первоначальные свойства. Для этой цели применяют основные магматические породы, преимущественно базальты и диабазы. Опытным путем установлена применимость для литья и других пород — андезито-базальтов, тешенитов, пород типа габбро и даже некоторых глинистых сланцев.

Производство литого камня состоит из расплавления, отливки в формы, кристаллизации и охлаждения. Плавка исходного камня, раздробленного до кусков размерами 50—150 мм, производится в пламенных или дуговых электропечах при температурах 1350—1450° С. Полученный однородный расплав, не содержащий пузырей, заливают в формы; при быстром охлаждении расплав застывает в виде стекловатой массы, хрупкой и непригодной в изделия. Чтобы избежать этого, форму с расплавом помещают в специальную обжигательную печь для отжига, где отливка выдерживается при температуре 900—1000° С в течение определенного времени. Цель такой термической обработки — вызвать полную раскристаллизацию расплавленного материала, получить изделие с кристаллической структурой вещества, восстановить и улучшить свойства камня. Лишь затем отливка медленно охлаждается и в случае, если требуется изделие точных размеров, подвергается механической обработке.

Помимо правильности формы, отливки из расплавленных горных пород характеризуются высокими показателями механической прочности, плотностью, теплоустойчивостью, морозостойкостью и кислотоупорностью, нередко лучшими, чем у исходной породы. Так, естественный онежский диабаз имеет кислотоупорность от 89,80 до 98,27%, у плавленного она повышается до 98,17—100%.

Пригодность горной породы для каменного литья окончательно определяется путем опытной плавки, предварительная же оценка производится на основе изучения качественного и количественного минерального состава, структуры и химического состава породы. Главными породообразующими минералами основных пород являются основные плагиоклазы, пироксены и оливины — влияние их на литейные свойства породы и кристаллизационную способность расплава неодинаковы. Известно, что чем более основными являются плагиоклазы, обычно варьирующие от лабрадора до битовнита, тем больше кристаллизационная способность расплава и тем выше температура плавления породы; лучшее литье получается при содержании плагиоклазов около 50%. Оливин улучшает кристаллизацию расплава, а преобладание в его составе железистой молекулы снижает температуру плавления породы и делает расплав текучим; в породе благоприятно преобладание оливина над авгитом.

По внутреннему строению лучшими являются кристаллически-зернистые породы с офитовой и интерсертальной структурами, нежелательны разновидности с наличием стекла, т. е. с гялопилитовой, нитрофировой и т. п. структурами. Наличие стекла в породе говорит о ее низкой кристаллизационной способности.

По химическому составу необходимо, чтобы содержание кремнезема не превышало 51%; избыток кремнезема, а также глинозем повышают вязкость расплавов, и они плохо заполняют формы и трудно кристаллизуются. Магнезия, известь, закисное и окисное железо понижают вязкость и улучшают кристаллизационную способность расплавов. Особенно резко на эти свойства влияет магнезия; закисное железо одновременно снижает температуру плавления

породы. Опыт некоторых камнелитейных заводов и цехов свидетельствует, что для каменного литья могут применяться базальты и диабазы с содержанием SiO_2 43—54%, Al_2O_3 10—20%, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO}$ 15—25%.

Из плавленных пород получают очень разнообразные изделия: плиты для полов и тротуаров, лестничные ступени, плитки для облицовки стен, электроизоляторы для сетей сильных и слабых токов, разнообразные детали для оборудования и аппаратуры в химической промышленности, опоры и станины для машин и станков, кислотоупорные трубы и желобы, шары для шаровых мельниц и т. п. Литой базальт широко применяется как заменитель металлов.

Применимые для плавки основные горные породы широко развиты в нашей стране на Кавказе (главным образом, в Армении и Грузии), в Карелии (Роп-Ручейское и другие месторождения диабазов), на Урале и Украине (используются базальты из месторождения Янова Долина и Берестовец), на Алтае, в Кузбассе и Восточной Сибири (траппы), на Дальнем Востоке и Камчатке. Диабазы и базальты, пригодные, по-видимому, для каменного литья, выявлены скважинами в Воронежской области, но на глубине 25 м. Для литья используют по преимуществу отходы, получаемые при разработке базальтов и диабазов на штучный камень.

ПОРОДЫ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ЛЕГКИХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ ПУТЕМ ТЕРМИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ

Начиная с 1946 г. в США и примерно с 1955 г. в Советском Союзе в промышленное использование стали вовлекаться некоторые вулканические стекла, применяемые после термической обработки в виде так называемого «вспученного перлита», обладающего рядом ценных свойств — малым объемным весом, большой пористостью, малыми звуко- и теплопроводностью и т. д. На основе этих свойств вспученный перлит во все возрастающих количествах идет главным образом в производство строительных материалов, где служит наполнителем в штукатурке и в легких бетонах, применяется для изоляционной засыпки, в качестве фильтрующего материала, наполнителя в красках и для многих иных целей.

Сырьем для получения вспученного перлита служат, однако, лишь некоторые разновидности вулканических стекол. Обязательным является наличие в составе стекла небольшого количества растворенной воды, переходящей при надлежащем режиме обжига раздробленной породы в пар, вызывающий резкое увеличение объема стекла, т. е. его вспучивание; порода становится пористой, ячеистой и легкой. Оптимальное содержание воды должно составлять 1—2%, излишнее количество ее вредно, так как в этом случае сырье в процессе обжига сильно растрескивается, распадаясь на очень тонкие частицы, и пористого материала не дает.

На способность породы вспучиваться влияют также ее состав и структура. По составу лучшими являются кислые стекловатые

породы (липаритовые, дацитовые), средние по кислотности породы вспучиваются плохо, а породы базальтового состава не вспучиваются вообще.

По структуре к наилучшим по вспучиваемости относятся водосодержащие вулканические стекла с минимальным содержанием кристаллических образований. Последние при обжиге не вспучиваются и понижают вспучиваемость породы в целом. Кристаллы-вкрапления даже при содержании до 40% лишь вызывают излишние расходы по транспортировке сырья, но мало влияют на качество вспученного материала, так как в результате дробления и разделения частиц породы по объемному весу уходят в тяжелую фракцию и удаляются. Резко ухудшают вспучиваемость породы мелкие и мельчайшие кристаллические зерна с размерами менее 0,1 мм (микролиты, кристаллиты, продукты гидротермального преобразования, замещения и раскристаллизация стекла, плохо индивидуализированные агрегаты таких зерен), также невспучивающиеся, но остающиеся во вспученном стекле и повышающие его объемный вес; при содержании таких кристаллов более 20—25% стекло непригодно для промышленного использования.

Положительно влияют на вспучиваемость породы также закрытые (залеченные) трещины и замкнутые поры, способствующие получению крупнопористого вспученного материала и вредные в сырье для мелкопористого.

Из различных петрографических типов кислых вулканических пород первыми стали применяться в промышленности лучшие по вспучиваемости естественные перлиты, по которым получил свое название и промышленный продукт — «вспученный перлит». Обычно это название сохраняется и за вспученными материалами, получаемыми из других стекловатых пород, к которым относятся обсидианы или обсидиано-перлиты, измененные липариты, витрофиры и некоторые другие, обладающие меньшей вспучиваемостью и дающие более тяжелый вспученный продукт.

Естественный «сырой» перлит представляет собой стекловатую вулканическую породу кислого состава, часто имеющую сферолитовую структуру и содержащую 1—3,5% и более воды. Важным диагностическим признаком перлита служит концентрически-скорлуповатая (луковицеподобная) или перлитовая отдельность, обусловленная наличием сфероидальных трещин. Цвет перлита от серого до черного с зеленоватыми и красноватыми оттенками, по цвету его трудно отличать от других стекловатых пород. Содержание микрокристаллических зерен в перлите непостоянно и обычно небольшое. Температура вспучивания 950—1150°С, увеличение в объеме при обжиге — до 5—20 раз.

Обсидиан принадлежит к кислым и однородным стекловатым породам, иногда обладающим флюидальными текстурами, обусловленными потокообразным расположением микролитов и мельчайших сферолитов; содержание воды в обсидиане более или менее постоянно и не превышает 1%.

Пехштейн, или смоляной камень, в сильной степени гидратизированная порода с содержанием воды до 10%, вулканическое стекло в этом случае обладает жирным блеском и в разной степени раскристаллизовано.

Технические свойства вулканических стекловатых пород, используемых для получения вспученных материалов, характеризуются рядом показателей. Важнейшим из них является коэффициент вспучивания — отношение объема вспученного перлита к первоначальному объему породы; значения этого коэффициента для разных пород различны, варьируют от 1,5 до 2,0, и наивысшим коэффициентом вспучивания обладает естественный перлит. Другим показателем служит объемный вес вспученного перлита, обычно насыпной, определяемый как для крупной, так и для мелкой фракций, т. е. для щебня и для песка. По действующим техническим условиям, разработанным для отдельных месторождений и их групп, объемный насыпной вес щебня должен быть не более 300—450 кг/м³, а песка — не более 250 кг/м³, причем гранулометрический состав как щебня, так и песка регламентируется; объемный вес щебня в куске нужен не больше 0,85—1 г/см³. В зависимости от назначения щебень из вспученного перлита должен иметь прочность на сжатие не менее 10—30 кг/см² и может терять в весе после испытаний на морозостойкость не более 2—8%. Коэффициент теплопроводности вспученного перлитового песка, применяемого в теплоизоляционном бетоне, в насыщенном состоянии не должен превышать 0,08 ккал/м·ч × × град.

Количество кристаллических вкраплений в перлите допускается не более 15% (технические условия Госстроя УССР), а в витрофире — не более 35% (технические условия Госстроя КазССР). Требования относительно химического состава сырья в технических условиях определяются лишь приблизительно; ориентировочно содержание кремнезема должно находиться в пределах 65—75% и глинозема 11—15%, полезно наличие в породе до 5—6% окислов железа, содержание щелочей допустимо и желательно до 9%, но не должно снижаться ниже 3,5%, суммарное содержание извести и магнeзии не должно превышать 4—5%.

В Советском Союзе к настоящему времени изучен ряд месторождений вулканических стекол и стекловатых пород разного геологического возраста. Наибольшей промышленной ценностью обладают месторождения кайнозой, связанные с проявлениями молодого альпийского вулканизма, развитыми в Закарпатье, на Кавказе, в Приморье, на Охотском побережье, Камчатке и Чукотском полуострове. Сырье этих месторождений представлено по преимуществу перлитами с содержанием воды от 1,5 до 3,5%, для которых характерны высокие коэффициенты вспучивания (до 20) и низкие температуры (760—1100° С) вспучивания; при обжиге они дают материал с наименьшим насыпным объемным весом (от 60 до 350 кг/см³); обсидианы и обсидиано-перлиты менее распространены.

Крупнейшие месторождения, связанные с неогеновым вулка-

низмом, многочисленны в республиках Закавказья — Армении, Грузии и Азербайджане.

В Армении эксплуатируются Арагацкое и Джараберское месторождения, из которых в 1966 г. добыто 921 тыс. м³ перлита и перлитовой пемзы; разведаны также Фонтанское, Фонтан-Джараберское, Воротанское и ряд других месторождений. Перлитовая, или литоидная, пемза представляет собой легкую пористую разновидность перлита с объемным весом 1420 кг/см³ и пористостью около 40%, используемую в качестве легкого заполнителя бетона в естественном виде, без огневой обработки. В Грузии известно Парванское месторождение перлита и обсидианов, в Азербайджане — Кечалдагское месторождение перлита и др. Запасы вспучивающегося сырья в Закавказье огромны (несколько сот миллионов кубометров).

Месторождения Закарпатской области Украинской ССР (Пеликан, Ардов, Рокосово и др.) по размерам меньше, приурочены к краевым зонам отдельных вулканических куполов миоценового возраста или образованы мощными покровными телами и дайками мощностью от 15 до 100 м; сырье представлено обсидианами и перлитом.

Вулканические стекла мезозойского возраста больше затронуты процессами раскристаллизации и по техническим свойствам уступают кайнозойским. Промышленные разности среди мезозойских вулканических пород представлены почти исключительно перлитами с содержанием 4—6% Н₂О. Для получения из таких перлитов вспученных материалов необходим двустадийный обжиг; для удаления избыточной воды сырье сначала нагревается при умеренных температурах и лишь затем обжигается до вспучивания. Температура предварительного обжига перлитов мезозоя лежит в пределах 300—400°С, а температура вспучивания — 1100—1200°С; коэффициент вспучивания — до 5—10, насыпной объемный вес обожженного перлита 140—400 кг/м³.

Областями преобладающего мезозойского вулканизма, в которых установлены месторождения вспучивающихся перлитов, на территории СССР являются Забайкалье (Мухор-Талинская группа месторождений верхнеюрского — нижнемелового возраста в Бурятской АССР, Закультинское месторождение среднеюрского возраста в Читинской обл. и др.), Приморье и Хабаровский край (Богопольское, Кимканское и другие месторождения). Морфология залежей — пластообразные потоки в периферических зонах вулканических куполов и дайкообразные тела; в Закультинском месторождении обе формы генетически связаны между собой и дайки фиксируют разломы, являющиеся подводными каналами. Перлиты Мухор-Талинских и Закультинского месторождений существенно изменены при гидротермальных процессах и по ним развиты местами цеолиты и глинистые минералы. На Мухор-Талинских месторождениях в 1966 г. добыто 16 тыс. м³ перлита; на Богопольском месторождении 2 тыс. м³.

Палеозойские стекловатые породы в неизменном виде сохраняются редко и лишь в областях со слабой дислоцированностью

и отсутствием регионального метаморфизма. В СССР они известны в Казахстане и Таджикистане и представлены липаритовыми и липарит-дацитовыми перлитами и туфами (туфолавами), а также андезитовым стеклом. Эти породы образуют линзовидные и покровообразные залежи мощностью до 25 м, нередко приуроченные к краевым частям древних вулканических куполов; известны также дайки стекловатых пород (месторождение Кара-Чок в горах Чулактау) нижнепермского возраста мощностью до 8 м. Наиболее древним является Тургайское месторождение липаритовых перлитов (Северный Казахстан, верхний силур — нижний девон), но все другие выявленные месторождения палеозоя принадлежат к верхнему карбону, нижней и верхней перми.

Перлитовые породы палеозоя имеют наиболее низкие качественные показатели, но все же пригодны для получения вспученного материала. Они содержат до 5—7% H_2O и для выделения избытка воды требуют нагрева до 500—600° С, вспучиваются они при температурах 1200—1280° С; коэффициент вспучивания менее 5, а характерный насыпной объемный вес обожженного перлита — от 300 до 700 кг/м³. Такой вспученный продукт иногда называют «витрозином». Наиболее изучены Семейтауское и Тулкулинское месторождения в Семипалатинской области Казахстана и Ташкескенское месторождение в Таджикистане.

Добыча перлита в 1966 г. по СССР составила 939 тыс. т. В США в 1963 г. сырого перлита добыто 363 тыс. т.

Для производства термическим способом таких легких строительных материалов, как керамзит и аглопорит, используются разнообразные глинистые породы, в том числе глинистые сланцы, некоторые разновидности шунгитовых сланцев и др. Условия применения этих пород и характеристика получаемых продуктов рассмотрены в главе 21 (глины и каолины).

ПЕМЗА

Пемзой называют пористое вулканическое стекло, образовавшееся в результате выделения огромных количеств газов при быстром застывании кислых и средних лав; цвет пемзы белый или серый. Пористость ее достигает 60%; стенки между порами сложены стеклом, пластинки которого имеют острые режущие края. Твердость пемзы около 6, удельный вес 2—2,5, объемный вес 0,3—0,9 (пемза плавает на воде). По химическому составу наибольшую ценность имеет пемза кислого состава.

Обильная пористость делает пемзу хорошим тепловым и звуковым изолятором, а замкнутость большинства пор обуславливает ее малую водопоглощаемость и хорошую морозоустойчивость. На основе этих свойств пемза в районах ее распространения применяется в строительной промышленности, а в связи с большой твердостью используется в абразивной промышленности. В небольших количествах пемза употребляется в химической и стекольной отраслях промышленности.

Как строительный материал пемза служит наполнителем в легких бетонах (пемзо-бетон) и вместе с известью идет для изготовления известково-пемзовых камней. От строительных сортов пемзы требуется низкий объемный вес (0,4—0,6). Наличие в пемзе активного кремнезема позволяет использовать ее в качестве гидравлической добавки в цементы.

В качестве абразивного материала пемза применяется для шлифовки металлов и дерева, полировки каменных изделий, обработки шкур и выделки кож. Для этих целей используется кусковая пемза с низким объемным весом, т. е. с большой пористостью.

В химической промышленности пемза используется в качестве фильтрующего материала, наполнителя в сушильных аппаратах и катализатора при некоторых производственных процессах. В стекольной промышленности низшие сорта пемзы служат иногда сырьем для варки стекла.

Крупнокусковой пемзы в природе мало, и по размерам кусков в поперечнике ее разделяют на следующие сорта: высший (15—50 см), среднекусковой (10—15 см) и мелкокусковой (5—10 см). Пемзу из обломков с размерами от 5 до 50 мм называют пемзовым щебнем, или орешком, и по крупности подразделяют на три сорта: средний (20—50 мм), мелкий (5—20 мм) и специальный (смесь обломков разной величины с определенным соотношением между фракциями). Мелочь с размерами зерен до 5 мм считается пемзовым песком. По объемному весу хорошо просушенная пемза делится на три категории: I — с объемным весом до 400 кг/м³, II — до 500 кг/м³ и III — до 600 кг/м³.

Месторождения пемзы относятся к вулканическим и встречаются в областях распространения действующих и потухших вулканов. Возникает пемза главным образом при вулканических извержениях взрывного типа. При резком охлаждении выбросов вязкой лавы насыщающие ее газы расширяются и уходят в атмосферу, вызывая вспучивание и дробление отвердевающей массы и придавая ей пузырчатое строение. Вместе с вулканическим пеплом и песком куски такой пористой лавы, превратившейся в пемзу, накапливаются вокруг вулкана. Часть пемзы образуется при застывании потоков лавы, но такие потоки встречаются редко. Обычно угловатые и округлые куски пемзы разной крупности распределены в рыхлых или уплотненных вулканических туфах. Вследствие малого объемного веса пемза легко переносится водой, но при этом измельчается и истирается; известны, однако, месторождения переотложенной пемзы, связанные с речными и озерными отложениями.

В СССР месторождения пемзы известны на Северном Кавказе, в Закавказье и на Камчатке. Крупными являются месторождения близ железнодорожной станции Ани в Армении, где пемза залегает в толще плотного вулканического пепла и туфа, заключенной в свою очередь среди базальтов. На Северном Кавказе разрабатываются месторождения в районе Нальчика. Месторождения Камчатки изучены слабо.

Беликов Б. П. О методе изучения трещинной тектоники месторождений строительного и облицовочного камня. Изд-во АН СССР, 1953.

Беликов Б. П. Упругие и прочностные свойства горных пород. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ, вып. 43).

Беликов Б. П. [и др.] Методы исследования физико-механических свойств горных пород. В кн.: «Физико-механические свойства горных пород». Изд-во «Наука», 1964.

Борисов П. А. Каменные строительные материалы Карелии. Карельское книжн. изд-во, 1963.

Гинзбург А. С. К вопросу об оценке сырья для камнелитейной промышленности. Тр. Петрограф. ин-та, вып. 6, 1934.

Григорович М. Б. Заполнители бетона. Госгеолтехиздат, 1963. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 74, изд. 2.)

Залесский Б. В. и Беликов Б. П. Физико-механические исследования и опыт определения долговечности главнейших типов облицовочных камней из месторождений СССР. Изд-во АН СССР, 1948. (Тр. ИГН, вып. 89, петрограф. серия.)

Залесский Б. В. и Беликов Б. П. Петрографо-механическая характеристика гранитов СССР. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1953.

Залесский Б. В. и Тимченко И. П. Физико-механические свойства некоторых типов массивных существенно кварцевых пород. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ, вып. 43.)

Канкянц П. Х. Перлитовые породы Армянской ССР. Изд. «Айа-стан», Ереван, 1965.

Керамзит и аглопорит как строительный материал. Изд-во «Недра», 1966.

Леонтьева А. А. Плавленные базальты, их свойства и применение. Изд-во АН СССР, 1950. (Тр. ИГН, вып. 86, петрограф. серия, № 39.)

Литвинов О. О. и Соловьев И. С. Граниты, лабрадориты, мраморы. В кн.: «Архитектурно-декоративные камни Украинской ССР». Изд. Академии архитектуры УССР, 1950.

Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. ИГЕМ, вып. 98.)

«Неметаллические ископаемые СССР», т. 5. Статьи: «Гнейс», «Гранит» и «Диорит». Изд-во АН СССР, 1941.

Перлит и вермикулит. Сб. статей под общ. ред. В. П. Петрова. Госгеолтехиздат, 1962.

Петров В. П. и Наседкин В. В. Перлит и другие кислые природные вулканические стекла как горные породы и промышленное сырье. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ, вып. 48.)

Розанов Ю. А. Обзор месторождений кровельных сланцев СССР. Гизместпром, 1938.

Соколов П. Н. Кровельный сланец. Госгеолтехиздат, 1946. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 14.)

Соловьев Д. В. Мрамор. Госгеолтехиздат, 1946. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 4.)

Соловьев Д. В. Облицовочные материалы. Госгеолтехиздат, 1947. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 30.)

Тумапский А. Л. и Тукальская Э. М. Кислотоупорные материалы. Госгеолтехиздат, 1948. (Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 58.)

Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд-во АН АрмССР, 1961.

Hirschwald J. Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung. Berlin. Bornträger, 1922.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение. П. М. Татариков	5

Часть I

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИНДУСТРИАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Глава 1. Алмаз. А. Е. Карякин	13
Общие сведения (13). Применение в промышленности (14). Генетические типы промышленных месторождений (16). Географическое расположение месторождений (22). Описание месторождений (23). Литература (30).	
Глава 2. Графит. В. Ф. Дыбков	31
Общие сведения (31). Области применения и кондиции (33). Генетические типы промышленных месторождений (34). Географическое расположение месторождений в СССР (37). Описание месторождений (39). Литература (45).	
Глава 3. Слюдь. В. Д. Никитин	45
Общие сведения (45). Применение в промышленности (51). Генетические типы промышленных месторождений (53). Географическое расположение месторождений в СССР (68). Описание месторождений (68). Литература (80).	
Глава 4. Керамическое сырье. В. Д. Никитин	81
Общие сведения и применение в промышленности (81). Генетические типы промышленных месторождений (85). Литература (89).	
Глава 5. Волластонит. А. Е. Карякин	89
Общие сведения (89). Применение в промышленности (90). Генетические типы промышленных месторождений (91). Географическое расположение месторождений (92). Описание месторождений (93). Литература (96).	
Глава 6. Корунд, наждак и высокоглиноземное сырье (андалузит, кянит, силлиманит, дюмортьерит). А. Е. Карякин	96
Общие сведения (96). Применение в промышленности (97). Генетические типы промышленных месторождений (100). Географическое расположение месторождений (103). Описание месторождений (104). Литература (111).	

✓ Глава 7. Асбест. П. М. Татаринов	112
<p>Минеральный и химический состав, физические и технологические свойства, разновидности (112). Применение асбеста в промышленности, требования к сырью, его сертификация, добыча (118). Генетические типы промышленных месторождений (123). Географическое расположение месторождений (132). Описание месторождений (134). Литература (142).</p>	
Глава 8. Тальк и тальковый камень. П. М. Татаринов	144
<p>Общие сведения (144). Применение в промышленности, требования к сырью, добыча (146). Генетические типы промышленных месторождений (148). Географическое расположение месторождений (151). Описание месторождений (152). Литература (159).</p>	
Глава 9. Магнезит. П. М. Татаринов	160
<p>Общие сведения (160). Применение в промышленности, требования к сырью, добыча (161). Генетические типы промышленных месторождений (163). Географическое расположение месторождений (165). Описание месторождений (165). Литература (168).</p>	
Глава 10. Пьезокварц и оптический кварц. А. Е. Карякин	168
<p>Общие сведения (168). Применение в промышленности (169). Генетические типы промышленных месторождений (172). Описание месторождений (184). Литература (193).</p>	
Глава 11. Плавиковый шпат. А. Е. Карякин	194
<p>Общие сведения (194). Применение в промышленности (195). Генетические типы промышленных месторождений (198). Географическое расположение месторождений (202). Описание месторождений (203). Литература (212).</p>	
✓ Глава 12. Барит и виверит. А. Е. Карякин	212
<p>Общие сведения (212). Применение в промышленности (213). Генетические типы промышленных месторождений (216). Географическое расположение месторождений (221). Описание месторождений (222). Литература (225).</p>	
Глава 13. Исландский шпат. А. Е. Карякин	226
<p>Общие сведения (226). Применение в промышленности (228). Генетические типы промышленных месторождений (229). Географическое расположение месторождений (232). Описание месторождений (232). Литература (241).</p>	
✓ Глава 14. Агат. А. Е. Карякин	242
<p>Общие сведения (242). Применение в промышленности (243). Генетические типы промышленных месторождений (245). Географическое расположение месторождений (246). Описание месторождений (248). Литература (251).</p>	

Часть II

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ

Глава 15. Фосфатное сырье. В. Ф. Дыбков и А. Е. Карякин	252
<p>Общие сведения (252). Применение в промышленности (254). Генетические типы промышленных месторождений (257). Географическое расположение месторождений (264). Описание месторождений (267). Литература (284).</p>	

Глава 16. Сера. В. Ф. Дыбков	285
Общие сведения (285). Области применения, типы руд и кондиции (286). Генетические типы промышленных месторождений (288). Географическое расположение месторождений (292). Описание месторождений (293). Литература (300).	
Глава 17. Минеральные соли. П. М. Татаринов	301
Общие сведения (301). Применение в промышленности (304). Генетические типы промышленных месторождений (306). Геохронологическое и географическое распределение месторождений солей (312). Описание месторождений (314). Литература (329)	
Глава 18. Гипс и ангидрит. П. М. Татаринов	331
Общие сведения (331). Применение в промышленности, требования к сырью, добыча (332). Генетические типы промышленных месторождений (334). Географическое расположение месторождений (335). Описание месторождений (336). Литература (338).	
Глава 19. Бор. П. М. Татаринов	338
Общие сведения (338). Применение в промышленности, требования к сырью, добыча (339). Генетические типы промышленных месторождений (340). Описание месторождений (343). Литература (347).	
Глава 20. Минеральные пигменты. В. Ф. Дыбков	348
Общие сведения (348). Классификация минеральных пигментов, их разновидности и вещественный состав (349). Области применения и требования к сырью (352). Генетические типы промышленных месторождений и географическое расположение их в СССР (353). Литература (357).	

Часть III

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ И СЫРЬЕ ДЛЯ ИХ ПРОИЗВОДСТВА

Глава 21. Глины и каолины. В. Ф. Дыбков	358
Общие сведения (358). Применение в промышленности (365). Генетические типы промышленных месторождений (370). Закономерности размещения и географическое расположение месторождений в СССР (378). Описание месторождений (381). Литература (386).	
Глава 22. Карбонатные породы. А. Е. Карякин	386
Общие сведения (386). Применение в промышленности (390). Генетические типы промышленных месторождений (393). Географическое расположение месторождений (397). Описание месторождений (401). Литература (404).	
Глава 23. Песок и гравий. В. Ф. Дыбков	404
Общие сведения (404). Применение в промышленности (405). Генетические типы промышленных месторождений (409). Географическое расположение месторождений в СССР (415). Литература (417).	

Глава 24. Песчаники и кварциты. В. Ф. Дыбков	417
Общие сведения (417). Применение в промышленности (419). Генетические типы промышленных месторождений (420). Географическое расположение месторождений в СССР (421). Описание месторождений (423). Литература (424).	
Глава 25. Диатомиты, трепелы, опоки. В. Ф. Дыбков	425
Общие сведения (425). Применение в промышленности (426). Генетические типы промышленных месторождений (427). Географическое расположение месторождений в СССР (428). Описание месторождений (429). Литература (432).	
Глава 26. Изверженные и метаморфические горные породы как строительные материалы. В. Ф. Дыбков	432
Естественные строительные камни (433). Кровельные материалы (453). Активные минеральные добавки (456). Кислотоупорные камни (457). Породы для каменного литья (460). Породы для получения легких строительных материалов путем термической обработки (462). Пемза (466). Литература (468).	

*Владимир Федорович Дыбков, Александр Евграфович Карякин,
Вадим Дмитриевич Никитин, Павел Михайлович Татаринов*

КУРС МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Редактор издательства Т. В. Колошина

Технические редакторы: Е. С. Иерусалимская, Т. М. Шмакова

Корректор А. Н. Либергал

Сдано в набор 21/XI 1968 г. Подписано в печать 2/IV 1969 г. Т-04425.
Формат 60 × 90^{1/16}. Печ. л. 29,5. Уч.-изд. л. 32,0. Бумага № 2. Индекс 1—1—1.
Заказ 2592/2011—4. Тираж 4000 экз. Цена 1 руб. 30 коп.

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР.
Московский пр., 91.